

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

HENRY D. MONTECINO CASTRO

**AVALIAÇÃO DAS VARIAÇÕES TEMPORAIS NOS SISTEMAS DE REFERÊNCIA  
VERTICAIS NA AMÉRICA DO SUL BASEADA EM OBSERVAÇÕES GPS E  
GRACE**

CURITIBA

2018

HENRY D. MONTECINO CASTRO

**AVALIAÇÃO DAS VARIAÇÕES TEMPORAIS NOS SISTEMAS DE REFERÊNCIA  
VERTICAIS NA AMÉRICA DO SUL BASEADA EM OBSERVAÇÕES GPS E  
GRACE**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação  
em Ciências Geodésicas, do Setor de Ciências da  
Terra da Universidade Federal do Paraná, como  
parte dos requisitos para obtenção do título de  
Doutor em Ciências Geodésicas, área de concentra-  
ção Geodésia

Orientador: Prof. Dr. Silvio R. C. de Freitas

CURITIBA

2018

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELO SISTEMA DE BIBLIOTECAS/UFPR  
BIBLIOTECA DE CIÊNCIA E TECNOLOGIA

---

C355a

Castro, Henry D. Montecino

Avaliação das variações temporais nos sistemas de referência verticais na América do Sul baseada em observações GPS e GRACE / Henry D. Montecino Castro. – Curitiba, 2018.  
215 f. : il. color. ; 30 cm.

Tese - Universidade Federal do Paraná, Setor de Ciências da Terra, Programa de Pós-Graduação em Ciências Geodésicas, 2018.

Orientador: Silvio R. C. de Freitas.

1. Altitudes - América do Sul. 2. GPS. 3. GRACE. 4. Modelos geofísicos de sobrecarga.  
5. Modelos de trajetória. I. Universidade Federal do Paraná. II. Freitas, Silvio R. C. de. III. Título.

CDD: 526.3

---

Bibliotecária: Romilda Santos - CRB-9/1214



MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO  
SETOR CIÊNCIAS DA TERRA  
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ  
PRÓ-REITORIA DE PESQUISA E PÓS-GRADUAÇÃO  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO CIÊNCIAS  
GEODÉSICAS

### TERMO DE APROVAÇÃO

Os membros da Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação em CIÊNCIAS GEODÉSICAS da Universidade Federal do Paraná foram convocados para realizar a arguição da tese de Doutorado de **HENRY DIVERTH MONTECINO CASTRO** intitulada: **AValiação DAS VARIAÇÕES TEMPORAIS NOS SISTEMAS DE REFERÊNCIA VERTICAIS NA AMÉRICA DO SUL BASEADO EM OBSERVAÇÕES GPS E GRACE**, após terem inquirido o aluno e realizado a avaliação do trabalho, são de parecer pela sua APROVAÇÃO no rito de defesa.

A outorga do título de doutor está sujeita à homologação pelo colegiado, ao atendimento de todas as indicações e correções solicitadas pela banca e ao pleno atendimento das demandas regimentais do Programa de Pós-Graduação.

Curitiba, 23 de Fevereiro de 2018.

SÍLVIO ROGÉRIO CORREIA DE FREITAS  
Presidente da Banca Examinadora

JOÃO FRANCISCO GALERA MONICO  
Avaliador Externo

LUIZ DANILO DAMASCENO FERREIRA  
Avaliador Interno

ENICE MENEZES DE SOUZA  
Avaliador Externo

REGIANE DALAZOANA  
Avaliador Interno



*Ao meu orientador Prof. Dr. Silvio R. C. De Freitas.*  
*A todos aqueles que acreditam na educação como um meio de transformação social.*

## AGRADECIMENTOS

Ao meu orientador Prof. Dr. Silvio R. C. De Freitas pela amizade, confiança, ensinamentos em Geodesia e pelo apoio e incentivo permanente nos aspectos acadêmicos como pessoais.

À minha enamorada Nataly pelo seu amor, apoio e incentivo constante durante estes anos envolvidos no doutorado.

À minha família pelo apoio emocional permanente.

Ao Prof. Dr. Vagner G. Ferreira da Universidade Hohai, China, pelas dicas e ajuda no processamento dos dados do GRACE.

Aos professores da banca examinadora Dr. João Francisco Galera Monico, Dr. Danilo Damasceno Ferreira, Dra. Regiane Dalazoana e a Dra. Eniuce Menezes De Souza, pela revisão, críticas, sugestões e contribuições para com este trabalho.

Aos meus amigos e colegas Marcos Silveira, Juan Carlos Baéz, Mateus, Marcos Baso, João Vitor, Andrea, José, Miguel e Nicacio.

Ao Programa de Pós-graduação em Ciências Geodésicas da UFPR.

À Coordenação de aperfeiçoamento de pessoal de nível superior (CAPES) pela bolsa de doutorado durante os primeiros 6 meses.

A Universidad de Concepción pela bolsa de doutorado.

Ao *Nevada Geodetic Laboratory* (NGL) da *University of Nevada*, Reno, dos Estados Unidos pelas soluções GPS.

Ao *Center for Space Research da University of Texas at Austin* dos Estados Unidos pelas soluções mensais de coeficientes harmônicos esféricos do GRACE.

Ao *International Mass Loading Service* (IMLS) pelos modelos de sobrecarga.

Aos desenvolvedores do *Generic Mapping Tools* (GMT) por disponibilizar esta ferramenta para a produção das figuras desta tese.

Aos desenvolvedores do  $\LaTeX$ , da classe  $abnTeX2$ , e em especial ao Prof. Emilio Eiji Kavamura, do Departamento de Expressão Gráfica da UFPR, elaborador do *UFPR-ABN $\TeX$*  - template  $\LaTeX$  utilizado na confecção desta tese.

*“Cuando sea que surjan conflictos entre los valores materiales y espirituales, la conciencia juega un papel importante, y cualquiera que sea culpable en su conciencia, nunca estará libre de problemas, al menos que logre estar en paz con su conciencia.”*  
*(Haile Selassie)*

## RESUMO

As observações geodésicas (e.g. GNSS, VLBI, SLR, GRACE) têm permitido perceber pequenas variações geométricas ou físicas sobre ou próximas à superfície da Terra em diversas escalas espaço-temporais. Estas observações são a base para o entendimento da dinâmica do complexo sistema Terra. Elas permitem parametrizar a geometria e o campo da gravidade da Terra através das redes geodésicas de referência. Atualmente as redes geodésicas de natureza geométrica são definidas como cinemáticas e de abrangência global. Já no caso das redes de referência verticais, estas são ainda regionais/locais, e realizadas como estáticas. Neste contexto propõe-se uma estratégia indireta para a modelagem das variações temporais das altitudes físicas na América do Sul no período de 2002 até 2016 com base em observações GPS e GRACE integradas em modelos de trajetórias multi-paramétricos. Nesta tese foram desenvolvidos dois casos de estudo: “a) Efeitos na Rede de Referência Vertical Chilena devido ao efeito co-sísmico e pós-sísmico do terremoto de Maule 2010 e b) Estimativas e estudo de alternativas e implicações das deformações verticais nas redes verticais na América do Sul. As maiores deformações anuais nas altitudes ortométricas são localizadas nas bacias do Amazonas, do Tocantins e do Paraná. Já no caso das velocidades lineares, os valores maiores são encontrados na região de sub-ducção da Placa de Nazca relativamente à placa Sul-americana entre as latitudes  $32^{\circ}S$  até  $52^{\circ}S$ . Ambos os experimentos revelam que as características geodinâmicas e hidrológicas da América do Sul geram deformações temporais significativas em diferentes escalas temporais que devem ser consideradas na modelagem da trajetória das altitudes dos sistemas de referência vertical com propósitos de alcançar os requerimentos de um Sistema de Referência Vertical moderno ( $\sim 1$  cm). Além disso, foram caracterizadas e correlacionadas as deformações temporais verticais da crosta e do geoide em termos de tendências, saltos e ciclos (amplitude e fase) predominantes. Também foram avaliadas duas alternativas para a recuperação da deformação vertical da crosta, estas com base em: coeficientes harmônicos esféricos do GRACE e modelos combinados de sobrecarga (atmosfera + armazenamento de água continental + outros efeitos distintos de maré (*Non-Tidal*)).

Palavras-chaves: Sistemas de altitudes na América do Sul. GPS. GRACE. Modelos Geofísicos de Sobrecarga. Modelos de Trajetória.

## ABSTRACT

Current geodetic observations (e.g. GNSS, VLBI, SLR, GRACE) have allowed researchers to detect small geometric and physical variations on or near of the Earth's surface across diverse spatio-temporal scales. These observations are the basis for the understanding of the dynamics of the complex Earth system. They also allow researchers to parametrize the geometry and the gravity field of the Earth through geodetic reference networks. Currently, geodetic networks of the geometric nature are defined as kinematics and global in coverage. In the case of vertical reference networks, these are still regional/local and are considered static. In this context, we have proposed an indirect strategy for the modeling of temporal variations of the physical heights of South American during the period 2002 - 2016 based on GPS and GRACE observations that were integrated into multiparametric trajectory models. In this thesis two case studies were developed: "a) Effects on the Chilean Vertical Reference Network due to the co-seismic and post-seismic effect of the Maule 2010 earthquake and b) Estimates and studies of alternatives and implications of the vertical deformations on South America vertical reference networks. The greatest annual deformations in orthometric heights were identified in the Amazon, Tocantins and Paraná basins. In the case of the long-term trend, the greatest values were found in the subduction region of the Nazca plate relative to the South American plate between the latitudes  $32^{\circ}S$  and  $52^{\circ}S$ . Both experiments reveal that the geodynamic and hydrological characteristics of South America generate significant temporal deformations in different temporal scales that must be considered in the modeling of the trajectory of the heights of vertical reference systems with the purpose of fulfilling the requirements of a Modern Vertical Reference System ( $\sim 1\text{cm}$ ). In addition, the temporal vertical deformations of the crust and geoid were characterized and correlated in terms of trend, jumps and cycles. Two alternatives for the recovery of vertical crust deformation were evaluated based on: the spherical harmonic coefficients of GRACE and combined Surface Loading Models (atmosphere + continental water storage + Non-Tidal effects).

Key-words: South American Heights Systems. GPS. GRACE. Surface Loading Models. Trajectory Models.

## RESUMEN

Las observaciones geodésicas (e.g. GNSS, VLBI, SLR, GRACE) han permitido percibir pequeñas variaciones geométricas o físicas sobre o próximas a la superficie de la Tierra en diversas escalas espacio-temporales. Estas observaciones son la base para el entendimiento de la dinámica del complejo sistema Tierra. Ellas permiten parametrizar la geometría y el campo de gravedad de la Tierra a través de las redes geodésicas de referencia. Actualmente las redes geodésicas de naturaleza geométrica son definidas como cinemáticas y de cobertura global. En el caso de las redes de referencia verticales, estas son aun locales/regionales, y realizadas como estáticas. En este contexto, se propone una estrategia indirecta para el modelamiento de las variaciones temporales de las alturas físicas en América del Sur en el periodo 2002-2016 basadas en observaciones GPS y GRACE integradas en modelos de trayectoria multi-paramétricos. En esta tesis fueron desarrollados dos casos de estudio: "a) Efectos en la red de referencia vertical Chilena debido al efectos co-sísmico y post-sísmico del terremoto del Maule 2010 y b) Estimaciones y estudio de alternativas e implicaciones de las deformaciones verticales en las redes verticales en América del Sur". Las mayores deformaciones anuales en las alturas ortométricas son localizadas en las cuencas de Amazonas, de Tocantins, y de Paraná. En el caso de las velocidades lineales, los valores mayores son encontrados en la región de sub-ducción de la placa Nazca relativamente a la placa Sudamericana entre las latitudes 32°S hasta 52°S. Ambos experimentos revelan que las características geodinámicas e hidrológicas de América del Sur generan deformaciones temporales significativas en diferentes escalas temporales que deben ser consideradas en el modelamiento de la trayectoria de las alturas de los sistemas de referencia vertical con propósito de alcanzar los requerimientos de un Sistema de Referencia Vertical moderno ( $\sim 1\text{cm}$ ). Además, fueron caracterizadas y correlacionadas las deformaciones temporales verticales de la corteza y del geoide en términos de tendencias, saltos, y ciclos predominantes. También fueron evaluadas dos alternativas para la recuperación de la deformación vertical de la corteza, estas con base en: coeficientes armónicos esféricos de GRACE, y modelos combinados de sobrecarga (atmósfera + almacenamiento de agua continental + otros efectos distintos de marea (*non-tidal*)).

**Palabras clave:** Sistemas de alturas en América del Sul. GPS. GRACE. Modelos Geofísicos de Sobrecarga. Modelos de Trayectoria.

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

FIGURA 1 – Estrutura interna da Terra . . . . .	29
FIGURA 2 – Resposta por carregamento . . . . .	30
FIGURA 3 – Mapa da divisão das placas tectônicas globais . . . . .	34
FIGURA 4 – Bacias hidrográfica mais relevantes na América do Sul . . . . .	38
FIGURA 5 – Interpretação geométrica da abordagem cf HECK e MÄLZER (1983) . . . . .	44
FIGURA 6 – Linhas de nivelamento com gravidade postas à disposição do SIRGAS-GTIII . . . . .	56
FIGURA 7 – Potencial de um corpo sólido . . . . .	57
FIGURA 8 – Princípio de observação dos satélite GRACE . . . . .	62
FIGURA 9 – (a) Os coeficientes de <i>Stokes</i> $C_{nm}$ traçados como uma função de grau $n$ para a ordem $m = 19$ . (b) Coeficientes de <i>Stokes</i> depois de aplicar o filtro <i>de-stripping</i> . . . . .	65
FIGURA 10 – Tratamento das origens dos referenciais dos diferentes dados utilizados . . . . .	70
FIGURA 11 – Rede de monitoramento contínuo SIRGAS . . . . .	72
FIGURA 12 – Hierarquia dos Sistemas de Referência Terrestres . . . . .	73
FIGURA 13 – Exemplo de problemáticas no uso do modelo de trajetória com saltos, dois saltos sem dados entre eles . . . . .	75
FIGURA 14 – Região de estudo incluindo topografia e batimetria baseadas no srtm30 (BECKER et al., 2009) . . . . .	84
FIGURA 15 – Magnitude dos saltos produzidos pelos principais terremotos de menor profundidade durante o período de estudo . . . . .	86
FIGURA 16 – Série temporal para as estações GNSS UDEC e ANTC, que mostram o maior salto e efeito pós-sísmico em altitudes elipsoidais, respectivamente. . . . .	89
FIGURA 17 – Série temporal das altitudes geoidais para os sítios de estações de monitoramento contínuo GNSS. . . . .	90
FIGURA 18 – Distribuição espacial do efeito co-sísmico nas altitudes ortométricas devido ao terremoto do Maule. . . . .	92
FIGURA 19 – Região de estudo, principais bacias hidrográficas e estações GPS utilizadas. . . . .	95
FIGURA 20 – Comparação das séries temporais do SIRGAS com o NGL. . . . .	96
FIGURA 21 – Estações com maiores diferenças entre as séries temporais do SIRGAS e NGL. . . . .	97
FIGURA 22 – Esquema de pré-processamento e processamento das séries temporais GPS. . . . .	99
FIGURA 23 – Estações GPS que não passaram no teste de normalidade. . . . .	101
FIGURA 24 – Histograma dos ciclos mais importantes contidos nas séries temporais GPS. . . . .	102
FIGURA 25 – Amplitude (esquerda) e fase (direita) das variações anuais do geóide GLDAS. . . . .	104

FIGURA 26 – Velocidade linear da altitude elipsoidal das estações GPS na região de estudo. . . . .	105
FIGURA 27 – Vulcões ativos na América do Sul (triângulos vermelhos). . . . .	106
FIGURA 28 – GIA no geoide (esquerda) e na superfície (direita) conforme o modelo GERUO, WAHR e ZHONG (2013). . . . .	107
FIGURA 29 – Vetores anuais de deformação vertical GPS. . . . .	108
FIGURA 30 – Vetores semi-anuais de deformação vertical GPS. . . . .	109
FIGURA 31 – Número de saltos por terremotos (esquerda) e por troca de instrumentação (direita). . . . .	110
FIGURA 32 – Velocidade linear da altitude geoidal (esquerda) e do transporte de massa em coluna de água equivalente (direita) na região de estudo. . . . .	111
FIGURA 33 – Vetores anuais de deformação da altitude geoidal. . . . .	113
FIGURA 34 – Vetores semi-anuais de deformação da altitude geoidal, o comprimento do vetor é a amplitude e a fase vetorial é contada a partir da direção norte e no sentido anti-horário. . . . .	114
FIGURA 35 – Vetores de período 161 dias de deformação da altitude geoidal, o comprimento do vetor é a amplitude e a fase vetorial é contada a partir da direção norte e no sentido anti-horário. . . . .	115
FIGURA 36 – Anomalias médias das variações do geoide nas bacias maiores que 100.000 $km^2$ . . . . .	116
FIGURA 37 – REOF01 (78%), REOF02 (10%), e REOF03 (4%) da variação espacial do sinal do geoide. . . . .	117
FIGURA 38 – Três primeiras componentes principais (PC) da variação temporal do geoide. . . . .	117
FIGURA 39 – Coeficiente de correlação de Spearman entre as séries temporais GPS e GRACE (geoide). . . . .	118
FIGURA 40 – Águas subterrâneas na América Central e Sul. . . . .	119
FIGURA 41 – Velocidades lineares das deformações verticais com base nos SHCs do GRACE. . . . .	121
FIGURA 42 – Vetores anuais de deformação vertical GRACE. . . . .	122
FIGURA 43 – Vetores semi-anuais de deformação vertical GRACE. . . . .	123
FIGURA 44 – Coeficiente de correlação das deformações verticais obtidas desde GPS e GRACE. . . . .	124
FIGURA 45 – Redução do RMS quando o sinal do VLD-GRACE é removido das altitudes elipsoidais do GPS. . . . .	125
FIGURA 46 – Vetores anuais de deformação vertical CLSM, o comprimento do vetor é a amplitude e a fase vetorial é contada a partir da direção norte e no sentido anti-horário. O painel esquerdo foi construído com o SLM-TWS GLDAS, e o direito com o SLM-TWS MERRA. . . . .	126



FIGURA 47 – Coeficiente de correlação das deformações verticais obtidas com GPS e CSLMs. O painel esquerdo é a correlação com o SLM-TWS GLDAS, e o direto com o SLM-TWS MERRA. . . . .	127
FIGURA 48 – Redução do RMS quando o sinal do CSLM-GLDAS foi removido das altitudes elipsoidais do GPS (painel esquerdo). Redução do RMS quando o sinal do CSLM-MERRA foi removido das altitudes elipsoidais do GPS (painel direito) . . . . .	128
FIGURA 49 – Periodograma das séries temporais das 292 estações para a altitude elipsoidal (painel superior) e para o geoide (painel inferior). . . . .	131
FIGURA 50 – Diferenças de amplitude (esquerda) e fase (direita) anual entre as altitudes elipsoidais e ortométricas. . . . .	132

## LISTA DE TABELAS

TABELA 1 – Resumo da magnitude dos diferentes efeitos geodinâmicos sob o geoide e a crosta terrestre . . . . .	24
TABELA 2 – Bacias hidrográfica mais relevantes na América do Sul . . . . .	38
TABELA 3 – Grandezas associadas ao potencial perturbador . . . . .	60
TABELA 4 – Tipos de filtros usados no processamento de dados GRACE . . . . .	64
TABELA 5 – Estado da arte dos modelos do GIA . . . . .	80
TABELA 6 – Estações GNSS utilizadas e instituições responsáveis pela operação . . .	84
TABELA 7 – Velocidades, saltos co-sísmico, amplitudes anuais ( $R_1$ ) e semi-anuais ( $R_2$ ), parâmetros associados com o efeito pós-sísmico ( $a_i$ ), tempo de ocorrência desde o terremoto ( $\Delta t$ ), e efeito GIA na altitude elipsoidal ( $\dot{h}_{GIA}$ ) . . . . .	88
TABELA 8 – Parâmetros para a série temporal da altitude geoidal e o efeito GIA . . .	90
TABELA 9 – Coeficiente de correlação ( $\rho$ ) entre $\delta h$ e $\delta N$ . . . . .	91
TABELA 10 – Salto co-sísmico em mm . . . . .	92
TABELA 11 – Dados usados no processamento GPS . . . . .	98
TABELA 12 – Estimativa da média e RMS dos parâmetros das séries temporais das estações GPS por bacia hidrográfica. . . . .	111
TABELA 13 – Amplitude média anual e semi-anual pelas diferentes fontes de dados. .	129
TABELA 14 – Resumo dos valores de redução de WRMS e estatísticas de correlação para todas as estações, e para aqueles selecionados após a remoção de estações com latitudes inferiores a $14^\circ S$ e longitudes maiores que $67^\circ W$ . .	129
TABELA 15 – Velocidade, amplitude e fase anual e semi-anual média máxima e mínima para as altitudes elipsoidais e para o Geoide. . . . .	131
TABELA 16 – Médias, máximas e mínimas velocidades lineares associadas ao GIA c.f. modelo GERUO, WAHR e ZHONG (2013) . . . . .	132
TABELA 17 – Resumo dos fenômenos responsáveis pela deformação do geoide e da superfície terrestre, tempos associados e recomendações sobre os meios de monitoramento conforme abordados na tese. . . . .	134

## LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

cf	confer « confronto, confira, confirme »
CHAMP	<i>CHAllenging Minisatellite Payload</i>
C.M.	Centro de massa
C.E.	Centro de massa da Terra sólida
C.F.	Centro da figura da superfície externa da Terra Sólida
CHVRF	<i>Chilean Vertical Reference Frame</i>
CWSC	<i>Continental Water Storage Change</i>
DLR	<i>German Aerospace Center</i>
DORIS	<i>Doppler Orbitography and Radiopositioning Integrated by Satellite</i>
DV	Datum Vertical
EGM2008	<i>Earth Gravitational Model 2008</i>
GFZ	<i>German Research Centre for Geosciences</i>
GFM	<i>Global Fluids Model</i>
GGOS	<i>Global Geodetic Observing System</i>
GGRF	<i>Global Geodetic Reference Frame</i>
GIA	<i>Glacial Isostatic Adjustment</i>
GLDAS	<i>Global Land Data Assimilation System</i>
GNSS	<i>Global Navigation Satellite System</i>
GOCE	<i>Gravity field and steady-state Ocean Circulation Explorer</i>
GPS	<i>Global Positioning System</i>
GRACE	<i>Gravity Recovery and Climate Experiment</i>
GVRs	<i>Global Vertical Reference System</i>
i.e.	id est « isto é »
IAG	<i>International Association of Geodesy</i>

IERS	<i>International Earth Rotation and Reference Systems Service</i>
IGS	<i>International GNSS Service</i>
IHRS	<i>International Height Reference System</i>
ITRF	<i>International Terrestrial Reference Frame</i>
ITRS	<i>International Terrestrial Reference System</i>
JPL	<i>NASA's Jet Propulsion Laboratory</i>
LAGEOS	<i>Laser Geodynamic Satellite</i>
MERRA	<i>Modern Era-Retrospective Analysis for Research and Applications</i>
MGG	Modelo Global do Geopotencial
ML	Modelo Linear Simples
MLJ	Modelo Linear com Saltos
MLOJ	Modelo Linear com componente periódicas (OSC) e Saltos
MLOJP	Modelo Linear com componentes periódicas, Saltos e Transiente Post-sísmicos
NASA	<i>National Aeronautics and Space Administration</i>
NGL	<i>Nevada Geodetic Laboratory</i>
NMM	Nível Médio do Mar
PPP	<i>Precise Point Positioning</i>
PVCG	Problema do Valor de Contorno da Geodesia
RVRS	Rede Vertical de Referência SIRGAS
SIRGAS	Sistema de Referência Geocêntrico para as Américas
SIRGAS-CON	Rede SIRGAS de monitoramento Continuo
SHC	<i>Spherical Harmonics Coefficient</i>
SLM	<i>Surface Loading Model</i>
SLR	<i>Satellite Laser Ranging</i>
SVR	Sistema Vertical de Referência

SVRC	Sistema Vertical de Referência Convencional
SVRG	Sistema Vertical de Referência Global
SVRS	Sistema Vertical de Referência SIRGAS
TNMM	Topografia do Nível Médio do Mar
VEMOS	<i>Velocity Model for SIRGAS</i>
VLBI	<i>Very Long Baseline Interferometry</i>
WGHM	<i>WaterGAP Global Hydrology Model</i>

## LISTA DE SÍMBOLOS

$H$	Altitude ortométrica
$h$	Altitude elipsoidal
$N$	Altitude geoidal
$\dot{H}$	Velocidade linear da altitude ortométrica
$\dot{h}$	Velocidade linear da altitude elipsoidal
$\dot{N}$	Velocidade linear da altitude geoidal
$A$	Matriz jacobiana no modelo <i>Gauss Markov</i>
$\xi$	Vetor dos parâmetros ajustados no modelo Gauss Markov
$V$	Potencial gravitacional
$W_i$	Geopotencial no ponto $i$
$U_i$	Esferopotencial no ponto $i$
$W_0$	Geopotencial no Geoide
$U_0$	Esferopotencial no elipsoide
$T$	Potencial Perturbador
$C_i$	Número Geopotencial no ponto $i$
$\vec{X}$	Vetor de posição em coordenadas cartesianas $(X, Y, Z)$
$S(\Psi)$	<i>Kernel</i> na integral de <i>Stokes</i>
$R$	Raio médio da Terra
$GM$	Produto da constante de gravitação ( $G$ ) pela massa da Terra ( $M$ )
$g_P(t)$	Gravidade no ponto $P$ na época
$P_{nm}$	Funções associadas de <i>Legendre</i> de grau $n$ e ordem $m$
$C_{nm}, S_{nm}$	Coefficientes harmônicos esféricos de grau $n$ e ordem $m$
$\gamma, \kappa, h$	Números de <i>love</i>
$\kappa', h'$	Números de <i>love</i> de carregamento ou sobrecarga

$\vartheta h_j, \vartheta N_j, \vartheta H_j$  Saltos nas componentes  $h$ ,  $N$  e  $H$

$\Omega$  Função *Heaviside* nos modelos de trajetória

$\Delta t_i$  Período de tempo entre o sismo ( $t_0$ ) e a época atual ( $t$ )

## SUMÁRIO

<b>1</b>	<b>INTRODUÇÃO</b>	<b>20</b>
1.1	MOTIVAÇÃO	20
1.2	PROBLEMA A SER TRATADO NA PESQUISA	21
1.3	HIPÓTESE	21
1.4	OBJETIVO GERAL	21
1.5	OBJETIVOS ESPECÍFICOS	21
<b>2</b>	<b>REVISÃO DE LITERATURA</b>	<b>23</b>
2.1	VARIAÇÕES TEMPORAIS NA CROSTA E NO CAMPO DA GRAVIDADE TERRESTRE	23
2.1.1	Marés	24
2.1.2	Carregamento Hidrológico	25
2.1.3	Carregamento Atmosférico	27
2.1.4	Carregamento Oceânico	27
2.1.5	Deformação por carregamento da crosta	28
2.1.6	Deformação tectônica	31
2.1.7	Soerguimento pós-glacial	32
2.1.8	Deformações geradas pelo homem	33
2.2	TECTÔNICA DA AMÉRICA DO SUL	33
2.3	BACIAS HIDROGRAFICAS RELEVANTES NA AMÉRICA DO SUL	37
2.4	SISTEMAS VERTICAIS DE REFERÊNCIA CLÁSSICOS	41
2.4.1	Definição e realização dos sistemas verticais de referência clássicos	41
2.4.2	Estratégias clássicas para a estimativa das variações temporais na componente vertical	43
2.5	SISTEMAS VERTICAIS DE REFERÊNCIA MODERNOS	46
2.5.1	Definição e realização de um Sistema de Referência de Altitudes Internacional	46
2.5.2	Estimativas atuais dos efeitos cinemáticos nos SVRs	50
2.6	SISTEMAS DE MARÉ PERMANENTES NAS DIFERENTES OBSERVÁVEIS GEODÉSICAS	53
2.7	SISTEMA DE ALTITUDES NA AMÉRICA DO SUL	54
2.8	MODELAGEM DO CAMPO DA GRAVIDADE E A MISSÃO GRACE	56
2.8.1	Representação global do campo da gravidade terrestre	56
2.8.2	Descrição do GRACE	60
2.8.3	Processamento e níveis de dados	62
2.8.4	Erros e filtragem usados nos dados GRACE	63



2.8.5	Interpretação física e implicações dos coeficientes de <i>Stokes</i> 0, 1 e 2 . . . . .	65
2.8.6	Referenciais envolvidos nas observações GRACE, modelos de sobrecarga e GPS . . . . .	67
2.9	REDE GNSS SIRGAS . . . . .	70
2.9.1	Descrição . . . . .	70
2.9.2	Realizações do SIRGAS . . . . .	70
2.10	MODELOS MATEMÁTICOS UTILIZADOS NAS SÉRIES TEMPORAIS . . . . .	73
2.11	SOERGUIMENTO POSGLACIAL . . . . .	77

### **3 EXPERIMENTOS . . . . . 81**

3.1	ESTUDO DE CASO “EFEITOS NA REDE DE REFERÊNCIA VERTICAL CHILENA DEVIDO AO EFEITO CO-SÍSMICO E PÓS-SÍSMICO DO TERREMOTO DE MAULE 2010” . . . . .	81
3.1.1	Introdução . . . . .	81
3.1.2	O terremoto do Maule e a CHVRF . . . . .	82
3.1.3	Metodologia . . . . .	83
3.1.4	Soluções de campo de gravidade mensal baseadas no GRACE . . . . .	86
3.1.5	Estimativa da assinatura do terremoto nas observações geodésicas . . . . .	86
3.1.6	Resultados . . . . .	88
3.1.7	Conclusão e perspectivas futuras . . . . .	93
3.2	ESTIMATIVAS E ESTUDO DE ALTERNATIVAS E IMPLICAÇÕES DAS DEFORMAÇÕES VERTICAIS NAS REDES VERTICAIS NA AMÉRICA DO SUL . . . . .	95
3.2.1	Dados utilizados e processamento . . . . .	95
3.2.1.1	Região de estudo . . . . .	95
3.2.1.2	Séries temporais GPS . . . . .	95
3.2.1.3	Séries temporais do geóide baseadas em GRACE . . . . .	103
3.2.1.4	Contribuição do armazenamento de água continental no geóide . . . . .	103
3.2.2	Resultados . . . . .	105
3.2.2.1	Resultados das séries temporais GPS . . . . .	105
3.2.2.2	Resultado das séries temporais do geóide . . . . .	110
3.2.3	Estimativa e análise das deformações verticais obtidas da inversão dos SHCs do GRACE, e dos SLMs; . . . . .	119
3.2.3.1	Estimativa das variações temporais nas altitudes ortométricas . . . . .	130

### **4 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES . . . . . 135**

4.1	CONCLUSÕES . . . . .	135
4.2	RECOMENDAÇÕES/TRABALHOS FUTUROS . . . . .	136

### **REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS . . . . . 138**

<b>ANEXO A</b>	<b>ANEXOS</b>	<b>156</b>
A.1	ESTAÇÕES GPS FINAIS UTILIZADAS NA PESQUISA E PORCENTAGEM DE DADOS NO PERÍODO DE ESTUDO	156
A.2	ESTIMATIVA DA AMPLITUDE E FASE E DESVIO PADRÃO PARA A FREQUÊNCIA MAIS PRÓXIMA A UM CICLO POR ANO NAS SÉRIES TEMPORAIS GPS	164
A.3	PARÂMETROS ESTIMADOS COM BASE NAS SÉRIES TEMPORAIS GPS	173
A.4	PARÂMETROS ESTIMADOS COM BASE NAS SÉRIES TEMPORAIS DO GEOIDE	187
A.5	DESVIO PADRÃO DOS PARÂMETROS ESTIMADOS COM BASE NAS SÉRIES TEMPORAIS DO GEOIDE	201

# 1 INTRODUÇÃO

## 1.1 MOTIVAÇÃO

Em geral, os Sistemas Verticais de Referência (SVRs) na América do Sul têm sido pouco desenvolvidos em termos da definição e realização, e não têm acompanhado os avanços dos sistemas de referência geométricos (DE FREITAS, 2015; SANCHEZ; BRUNINI, 2009). Ou seja, os SVRs ainda são sistemas de abrangência regional/local, nem todos possuem uma interpretação física, e são considerados fixos no tempo. O problema de unificação dos SVRs já tem sido amplamente explorado, e este desafio compreende basicamente conhecer o afastamento entre os SVRs locais em relação a uma superfície de referência global a partir de uma componente de discrepância sistemática (*bias*), alguns trabalhos relacionados para a América do Sul são: FERREIRA e DE FREITAS (2012); MONTECINO e DE FREITAS (2014); MONTECINO, CUEVAS e DE FREITAS (2014). No entanto, o aspecto relacionado com as variações temporais nos SVR compreende um problema de maior urgência e pouco explorado, já que diferenças de nível dentro de um mesmo SVR local poderiam tornar-se incompatíveis por consequência de variações verticais associadas a fenômenos geodinâmicos. Variações experimentadas devido a processos geodinâmicos, tais como subsidência topográfica, tectônica de placas, convecção do manto, orogenia, episódios sísmicos e carregamento hidrológico poderiam afetar consideravelmente os valores das referências de nível, gerando problemas inclusive na aplicação prática e.g. em engenharia. Embora os SVRs sejam pouco estudados, estes em sua condição de cinemáticos cumprem um rol global fundamental como elemento chave no monitoramento do Sistema Terra (FORSBERG; SIDERIS; SHUM, 2005; SANCHEZ, 2012). Além disso, os SVRs permitem um monitoramento do efeito integrado da geometria e o campo da gravidade causado pela redistribuição das massas no interior da Terra (GROTEN; BECKER, 1995). Também é relevante indicar que um dos aspectos fundamentais, abordado na Assembleia Geral da União Geodésica e Geofísica Internacional em 2015 (IUGG2015 General Assembly, <http://www.iugg2015prague.com/iag-symposia.htm>) – no Simpósio G06 Unified Height System da International Association of Geodesy – IAG, trata-se da temática de vanguarda relativa à modelagem das variações temporais geométricas ( $\dot{h}$ ) das altitudes elipsoidais ( $h$ ), físicas ( $\dot{H}$ ) das altitudes do tipo ortométrico ( $H$ ) e mistas ( $\dot{N}$ ) relativas às altitudes geoidais ( $N$ ). Por estes motivos, é fundamental propor uma estratégia moderna para modelar as variações temporais experimentadas no SVR na América do Sul. A manutenção dos valores das referências de nível no tempo garantem consistência para as aplicações práticas, e contribuem nas futuras atividades dirigidas a unificação global dos sistemas locais. O estudo é desenvolvido para a América do Sul, isto devido às particularidades geográficas, geodinâmicas e hidrológicas experimentadas no continente.

Neste contexto foram estabelecidas as seguintes questões para a situação da América

do Sul:

- O que é sabido da distribuição espaço-temporal das variações nas altitudes físicas?
- Até quanto podem alcançar as deformações lineares, não-lineares e episódicas?
- Que implicações podem ter estas deformações em diferentes escalas de tempo nos SVRs?

## 1.2 PROBLEMA A SER TRATADO NA PESQUISA

Qual é o impacto das deformações verticais da crosta nos Sistemas Verticais de Referência (SVRs) na América do Sul?

## 1.3 HIPÓTESE

Devido ao desenvolvimento de missões gravimétricas específicas voltadas para recuperação das variações temporais do campo da gravidade terrestre com alta resolução temporal e espacial e.g. GRACE, e o aumento de redes GNSS contínuas na América do Sul, então torna-se possível conhecer indiretamente o impacto das deformações verticais sob o sistema de altitudes físico. Isto uma vez desconsiderado o efeito da deflexão da vertical na expressão:

$$H \cong h - N \quad (1.1)$$

E em termos de variações lineares e sazonais pode ser expressa como:

$$\dot{H}(\Theta) \cdot \Delta t + \bar{H}(\Theta, t) = [\dot{h}(\Theta) \cdot \Delta t + \bar{h}(\Theta, t)] - [\dot{N}(\Theta) \cdot \Delta t + \bar{N}(\Theta, t)] \quad (1.2)$$

Em que  $\dot{H}$ ,  $\dot{h}$ ,  $\dot{N}$  e  $\bar{H}$ ,  $\bar{h}$ ,  $\bar{N}$  são as variações temporais lineares e as componentes cíclicas das altitudes ortométrica, elipsoidal e geoidal, respectivamente,  $\Theta$  são as coordenadas geodésicas  $(\varphi, \lambda)$  e  $\Delta t$  é o intervalo de tempo entre a época de referência  $t_0$  e a época atual  $t$ .

## 1.4 OBJETIVO GERAL

Avaliar o impacto das deformações verticais sob os SVRs na América do Sul no período de 2002 até 2016.

## 1.5 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

Buscando a estimativa das deformações verticais e implicações destas sob os SVRs na América do Sul, são previstos os seguintes objetivos específicos:

- Estimar as variações lineares, cíclicas/sazonais e não lineares nos SVRs na América do Sul;
- Caracterizar as deformações espaço-temporais no domínio do geopotencial produto dos fluxos de massas;
- Caracterizar a deformação vertical espaço-temporal da superfície topográfica;
- Explorar as deformações verticais anuais com base na inversão dos Coeficientes de Harmônicos Esféricos (*Spherical Harmonics Coefficients* - SHCs) do GRACE e por intermédio de Modelos de Sobrecarga Superficial (*Land Surface Model*- LSM); e
- Avaliar o impacto do ciclo hidrológico, dos Mega-terremotos e do Soerguimento pós-glacial sob o SVR.

## 2 REVISÃO DE LITERATURA

### 2.1 VARIAÇÕES TEMPORAIS NA CROSTA E NO CAMPO DA GRAVIDADE TERRESTRE

A Geodesia na sua moderna definição inclui a componente temporal, ou seja, é definida como a ciência que estuda a Terra como um sistema dinâmico complexo, um corpo composto de muitas camadas, contornado pela atmosfera e pelos oceanos (IAG, 2016). Neste contexto a Geodesia tornou-se uma ciência fundamental no monitoramento das Mudanças Globais.

As deformações refletidas na superfície e/ou no campo da gravidade terrestre são consequências das mudanças provocadas na: Geosfera, Hidrosfera, Atmosfera, Criosfera e Biosfera. Logicamente estas deformações acontecem em diferentes escalas espaciais e temporais. Do ponto de vista da dependência temporal das deformações, estas são classificadas como (VANÍCEK; KRAKIWSKY, 1986, p.123):

- Seculares: são as deformações lineares, que ocorrem lentamente ou podem ser progressivas;
- Periódicas: são aquelas deformações com períodos desde fração de um segundo até dezenas de anos; e
- Episódicos: são acelerações ou desacelerações repentinas.

Além dos períodos associados a cada efeito de deformação, tem-se uma resposta característica (elástica, visco-elástica ou viscosa) por parte da Terra. Esta irá depender do período (curto, médio ou longo) da força aplicada e da estrutura do corpo da Terra (rígida, semirrígida ou como um fluido).

Em termos do período abrangido pelas deformações verticais, BELOUSSOV et al. (1974) propõem a seguinte classificação:

- As **deformações recentes** são aquelas que ocorrem no presente e abrangem o intervalo de tempo até 10<sup>1</sup> anos. Estas deformações podem ser estudadas pelos métodos geodésicos (e.g. nivelamento, GNSS, VLBI, etc.);
- Já no caso das **deformações jovens**, estas ocorrem durante as últimas centenas e milhares de anos (10<sup>2</sup> a 10<sup>3</sup> anos), e são estudadas pelos métodos geológicos (e.g. análise de sedimentos, geomorfologia, etc.);
- **Movimentos verticais novos** abrangem o período da ordem de 10<sup>7</sup> anos, ou geologicamente falando, períodos Neogeno e Quaternário, e são estudados com base nos métodos geomorfológicos; e

- **Deformações antigas** abrangem o período Fanerozoico e o Proterozoico, ou seja um período da ordem de várias centenas de milhões de anos ( $> 10^9$  anos).

Devido ao período de estudo das observações exploradas nesta pesquisa estarem entorno de 10 anos, estas deformações correspondem a deformações recentes.

Alguns dos efeitos que contribuem para a deformação da Terra podem ser revisados na tabela 1. No entanto, com propósito de sintetizar os fenômenos que geram deformação na Terra, na sequência descreve-se os fenômenos de marés, deformação da crosta, deformação tectônica, soerguimento pós-glacial e algumas deformações geradas pelo homem.

TABELA 1 – Resumo da magnitude dos diferentes efeitos geodinâmicos sob o geoide e a crosta terrestre

Efeito Geodinâmico	no geoide [mm]	na crosta [mm]	Periodicidade
Marés (oceânica, terrestres)	100-150	~400	Diurna, semi-diurna, semi-mensal, outros.
Atmosfera (Inverted Barometer, Non-Inverted Barometer, integração vertical)	15	10-25	Anual, sazonal, diária, outras.
Oceano (nível do mar, correntes)	10-15	Dezenas	Sazonal e Secular
Hidrologia (neve, chuva, escoamento, precipitação, evaporação, reservatórios, águas subterrâneas)	~10		Diária a anual
GIA			Secular
Gelos polares e glaciares			Secular
Terremotos	0.5 >		Único evento
Vulcanismo	0.5		Único evento
Tectônica			Secular
Núcleo e manto			Secular

Fonte: Adaptado de RUMMEL (2004)

### 2.1.1 Marés

As mudanças de gravidade no tempo, aparecendo em frequências reconhecíveis, são em grande parte associadas às chamadas marés gravimétricas. Também variações de gravidade surgem devido a 1.) a constante gravitacional dependente do tempo (esta é apenas uma consideração teórica na cosmologia), 2.) variação e direção da rotação da Terra, que muda a força centrífuga, 3.) a variação de deslocamentos de massa terrestre, que inclui movimentos

verticais da crosta que alteram a distância para o centro de massa, e inclui variações de densidade na crosta e no manto e 4.) deformações periódicas que geram efeitos indiretos de marés (TORGE; MÜLLER, 2012).

A força de maré afeta todo o sistema terrestre, por exemplo, a atmosfera, os oceanos e a Terra sólida. A maré atmosférica é uma oscilação periódica global da atmosfera que decorre da insolação da atmosfera, do campo de gravidade e das interações não lineares entre as marés e as ondas planetárias (TORGE; MÜLLER, 2012). As marés também podem influenciar os sismos profundos (LAMMLEIN, 1977) e superficiais (HEATON, 1975), a periodicidade da atividade vulcânica (SOTTILI et al., 2007), atividade de gêiser (RINEHART; LEE, 1972), terremotos de gelo, onde a taxa de sismicidade pode ser associada com a forçante de maré em uma placa de gelo (KULESSA et al., 2003), e clima (MUNK; DZIECIUCH; JAYNE, 2002).

É importante distinguir entre as marés oceânicas e as marés de Terra Sólida. As marés oceânicas são variações do nível do mar fortemente dependentes da conformação da costa, da topografia do fundo oceânico, ressonâncias em bacias costeiras e das correntes do oceano. As marés de Terra Sólida são as deformações do fundo oceânico e da Terra apenas dependentes das forças gravitacionais da Lua, do Sol e de outros planetas, e funcionam em todas as partes da Terra e deforma a Terra na forma de um elipsoide com semi-eixo maior alinhado com o eixo Terra – Lua ou Terra-Sol (WANG, 1985).

Ainda, as marés da Terra sólida dividem-se em marés gravimétricas (relacionada com a componente vertical da força de maré), maré extensométrica relacionada com as componentes horizontais e as marés clinométricas que afetam a inclinação da vertical. Elas produzem os nominados efeitos diretos e também indiretos devidos à redistribuição de massas e variações no geopotencial (DE FREITAS, 1993). As acelerações das marés estão dentro de  $\pm \mu s^{-2}$  da gravidade da Terra (WENZEL, 1997).

### 2.1.2 Carregamento Hidrológico

A distribuição de água dentro do ciclo hidrológico global é um sistema complexo e é o agente principal para a vida na Terra. Todo o ciclo hidrológico é composto por uma série de variações na distribuição da massa de água, que inclui evaporação das superfícies aquáticas e solo aberto, evapotranspiração da vegetação, transporte de vapor de água na atmosfera, formação de gotículas de nuvens e dinâmica das nuvens, precipitação sólida, o movimento da água e a alteração da umidade do solo no solo não saturado, incluindo o escoamento superficial e fluvial, o fluxo da água subterrânea (RAST; JOHANNESSEN; MAUSER, 2014). Devido a um ciclo hidrológico tão complexo, a água desempenha um papel fundamental na formação do tempo e do clima. Além disso, o ciclo hidrológico leva a água continental a redistribuir-se sobre a superfície da Terra e dá origem a uma série de fenômenos geofísicos. Um fenômeno significativo devido à carga hidrológica é a deformação da crosta. Conforme VAN DAM et al. (2001), os deslocamentos verticais previstos a partir de modelos hidrológicos podem alcançar



até 30 mm e apresentam alta correlação com os deslocamentos observados a partir do GPS. Desde então, os sinais de carga hidrológica começaram a ganhar interesse na modelagem da trajetória das estações de uma rede geodésica. Com o advento da gravimetria por satélite e.g. GRACE, os sinais de carga hidrológica podem ser recuperados em escalas continentais com precisão sem precedentes (TAPLEY et al., 2004a). Assim, os estudos dos deslocamentos induzidos pela carga hidrológica multiplicaram-se usando técnicas GPS e GRACE, entre estes: NAHMANI et al. (2012); HAO et al. (2016); ZOU et al. (2015); MOREIRA et al. (2016); FU, FREYMUELLER e JENSEN (2012); JIN e ZHANG (2016).

Conforme já referido, outra alternativa para conhecimento do carregamento hidrológico é com base nos modelos hidrológicos. Os modelos hidrológicos globais mais utilizados são o GLDAS (*Global Land Data Assimilation System*) (RODELL et al., 2004), WGHM (*Water-GAP Global Hydrology Model*) (DÖLL; KASPAR; LEHNER, 2003) e MERRA (*Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications*) (REICHLE et al., 2011). Os produtos hidrológicos indicados anteriormente são oferecidos em diferentes resoluções espaciais e temporais, por exemplo a NASA oferece produtos do GLDAS a cada 3 horas e mensais com resoluções espaciais de  $0,25^\circ \times 0,25^\circ$  e  $1^\circ \times 1^\circ$ . No entanto, uma vez que são modelos em essência, dependentes da disponibilidade de observações consistentes, eles não são consistentes em todos os lugares e sofrem grandes incertezas. Além disso, tem sido demonstrado que nenhum modelo pode ser destacado como superior a outro e os desempenhos destes modelos são dependentes da região ou da bacia de estudo (LORENZ et al., 2014).

Atualmente existe uma grande quantidade de pesquisas dirigidas ao estudo das deformações verticais cíclicas/sazonais com base em técnicas da Geodesia Espacial (e.g. VLBI, SLR, GPS, GRACE, InSAR). Por exemplo, HAO et al. (2016) demonstrou que as variações verticais sazonais no Planalto Tibetano do Sudeste são causadas principalmente pelo carregamento de massas hidrológicas, e que as séries temporais baseadas em dados do GPS e GRACE apresentam uma alta correlação na estimativa das amplitudes anuais e semi-anuais. NAHMANI et al. (2012) também encontrou uma importante correlação no carregamento hidrológico observado por GPS e GRACE na região de Monção da África Ocidental. No caso de FU, FREYMUELLER e JENSEN (2012) e TIWARI, SRINIVAS e SINGH (2014), os autores encontraram que a variação sazonal observada da altitude determinada do GPS e o deslocamento vertical sazonal derivado do GRACE devido à mudança da carga hidrológica apresentam resultados muito consistentes, tanto para a amplitude quanto para a fase no lado Sul do Himalaia e no Sul da Índia respectivamente. Já no caso de ZOU et al. (2015), os autores encontram uma boa correlação nas deformações obtidas desde o posicionamento com GPS e observações do GRACE, e usam as deformações sazonais obtidas do GRACE para remover das séries GNSS e então melhorar a estimativa das tendências das séries temporais com posições oriundas do GPS.

Mais recentemente MOREIRA et al. (2016) apresentaram uma comparação de carre-

gamento hidrológico observado e modelado na região da bacia do Amazonas. Nesta pesquisa também foi encontrada uma alta correlação entre o carregamento percebido com GPS e com GRACE.

### 2.1.3 Carregamento Atmosférico

As variações de massa na atmosfera produzem tanto a deformação da crosta quanto mudanças no campo da gravidade externo da Terra (VAN DAM; WAHR, 1987; VAN DAM; BLEWITT; HEFLIN, 1994). Normalmente, espera-se que os efeitos devidos à carga de massa atmosférica sejam removidos durante o processamento de dados de satélites (DACH et al., 2011). Por exemplo, durante o processamento de dados GPS, os efeitos da carga de maré atmosférica são bem modelados e removidos no nível de observação pelos modelos recomendados pelo *International Earth Rotation and Reference Systems Service - IERS* (GÉRARD; LUZUM, 2010). Da mesma forma, no processamento de dados GRACE é necessário um procedimento de de-aliasing da atmosfera, que prevê a remoção de efeitos de carga atmosférica, tanto de maré como non-tidal (efeitos de diversas origens exceto os de maré – adota-se a denominação non-tidal pela sua grande difusão em textos científicos), para recuperar melhor a informação hidrológica (HAN; JEKELI; SHUM, 2004). No entanto, para os efeitos de carga atmosférica *non-tidal effects*, ainda não existem modelos operacionais ao nível de observação para o processamento de dados GPS e este efeito é normalmente removido pelos modelos climáticos após o processamento dos dados. Vários modelos climáticos são comumente utilizados para prever a deformação, como por exemplo: WGHM e NCEP (*National Centers for Environmental Prediction*) (KALNAY et al., 1996).

Como a atmosfera interage também de forma integrada com o oceano, uma correção da resposta do oceano é necessária (VAN DAM et al., 2010). Vale a pena notar que se deve ter precaução na comparação do GPS e GRACE devido serem distintas as abordagens dos efeitos de carga da massa atmosférica onde no caso do GPS devem ser consideradas também as interações eletromagnéticas das ondas portadoras com as massas heterogêneas. Tratamento distinto também ocorre para a carga de massa oceânica.

### 2.1.4 Carregamento Oceânico

O carregamento da maré é a deformação da Terra devido ao peso das águas deslocadas pelas marés oceânicas. A água nas marés se move de um lado para o outro e essas redistribuições em massa causam o carregamento periódico do fundo do oceano. Como a Terra não é completamente rígida, ela se deforma sob esta carga e, em adição, produz alterações no geopotencial (efeitos indiretos). Como o carregamento de massa atmosférica, o carregamento de massa oceânica também inclui carregamento de marés e non-tidal effects. Os efeitos

de carregamento oceânico de maré também são bem modelados usando os modelos de marés oceânicas, por exemplo, o modelo FES2004 (*Finite Element Solutions*) (LYARD et al., 2006) sugerido pelo IERS. Assim, os efeitos de carregamento oceânico de maré poderiam ser eliminados no nível de observação durante o processamento de dados brutos. Para os efeitos de carregamento oceânico *non-tidal*, eles são geralmente calculados e removidos fazendo o uso de produtos de pressão de fundo oceânico (*ocean bottom pressure* - OBP) a partir dos modelos oceânicos tais como o ECCO (*Estimating the Circulation & Climate of the Ocean*) (WILLIAMS; PENNA, 2011; VAN DAM et al., 2012). Alternativamente, os produtos de deslocamento devidos a efeitos de carga atmosférica e oceânica previamente citados estão publicamente disponíveis a partir de várias organizações, e.g. o Centro Global de Fluidos Geofísicos (GGFC). Na realidade, a superfície da Terra experimenta a superposição de todos os efeitos de carga. A resposta elástica das variações de carga sólida entre a Terra sólida e a superfície mostra movimentos não lineares em diferentes escalas de tempo, variando de longa escala (inter-anual) a curta (sazonal) e muito curta (diária, sub-diurna). Estas variações são detectáveis em observáveis geodésicas, por exemplo nos deslocamentos observados por GPS ou obtidos de SHCs de modelos do campo da gravidade derivados do GRACE.

#### 2.1.5 Deformação por carregamento da crosta

A Terra é formada por um conjunto de calotas de diferentes espessuras e densidades. De acordo com os conhecimentos atuais, a crosta terrestre é composta de placas de material mais leve, solidificadas, com uma densidade média de  $2,67g/cm^3$ , flutuando sobre matéria mais densa ( $3,27g/cm^3$ ) em fusão parcial (comportamento de fluido com alta viscosidade) resultante do calor e da pressão. É difícil distinguir exatamente onde a crosta sólida termina e começa o manto fluido. As duas fontes de informação, sismologia e resposta reológica, não concordam completamente; assim, dependendo do critério escolhido, os limites são percebidos em diferentes profundidades (OFFICER, 1974). Existe uma tendência para usar o termo crosta somente para a camada superior de 0 a 100 km de espessura, e referir-se às placas sólidas como a litosfera. As placas litosféricas são conhecidas a partir de investigações reológicas, atualmente baseadas predominantemente em isostasia, que indicam variações em espessura, que podem variar desde 10 até mais de 100 km, envolvendo parte do manto superior.

A parte superior do manto, até uma profundidade de 300 a 400 km, é chamada de Astenosfera (ver Figura 1).

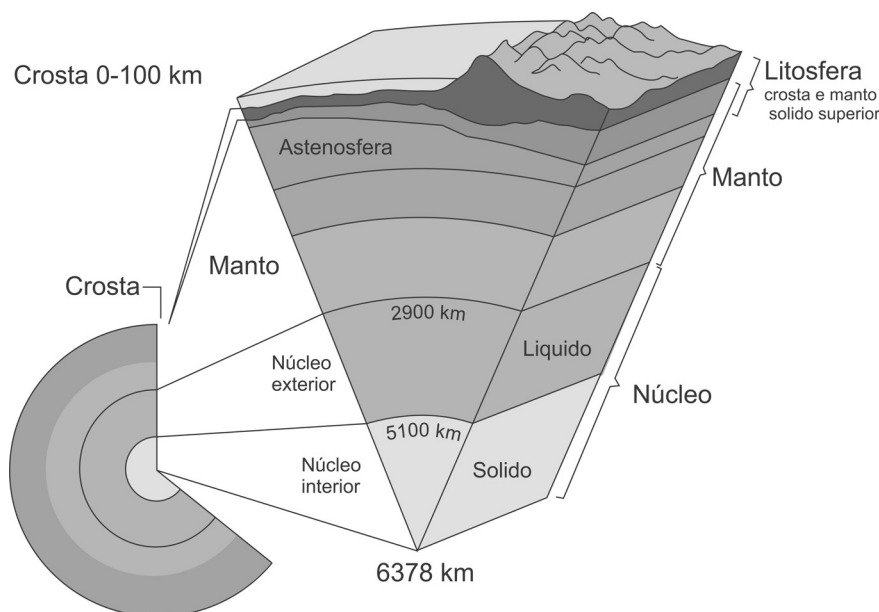


FIGURA 1 – Estrutura interna da Terra

Fonte: adaptado de <http://www.drillingformulas.com/tag/earth-structure/>

As placas litosféricas são submetidas a cargas decorrentes de diferentes fenômenos que ocorrem na superfície da Terra. Qualquer carga produz deformação vertical regional da crosta. Deve ficar claro que uma carga em um ponto na superfície da Terra fará com que a crosta não ceda apenas imediatamente abaixo da carga, mas também na área circundante devido à resposta flexural em vista da resistência lateral da litosfera. A subsidência será maior imediatamente sob a carga e diminuirá gradualmente com a distância da carga. Para manter o mesmo volume da Terra (exceto a fração correspondente à variação do volume na compressão elástica, o qual é restituído quando cessa o esforço), a depressão é acompanhada de um uplift nas regiões periféricas (ver figura 2). A relação entre a quantidade de subsidência e a distância da carga depende da reologia da litosfera e do manto, bem como da amplitude da carga (VANÍCEK; KRAKIWSKY, 1986).

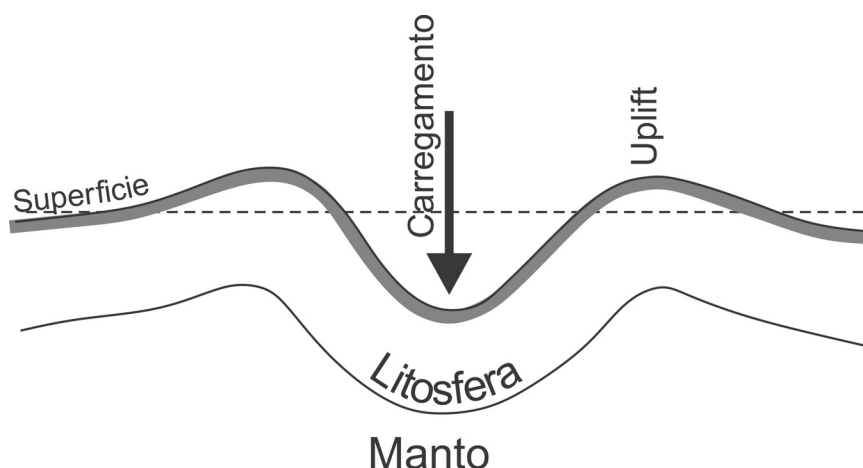


FIGURA 2 – Resposta por carregamento

Fonte: Adaptado de VANÍCEK e KRAKIWSKY (1986)

Voltando agora às fontes de carga existentes, menciona-se as seguintes:

- Derretimento dos gelos

Por exemplo, em Ny-Ålesund, localizado no arquipélago de Svalbard (Oceano glacial ártico), KIERULF et al. (2008) observaram taxas de elevação vertical da ordem de  $8 \pm 2$  mm/a com base em observações GPS e VLBI no período de 1991 até 1995.

- Depósitos de partículas sólidas decorrentes de grandes rios

Os depósitos de partículas sólidas por grandes rios, em bacias sedimentares são outra fonte de carregamento. O rio Mississippi (U.S.A.), um exemplo bem documentado, deposita acima de  $2 \times 10^{11} kg$  de limo anualmente. Este aumento é estimado em  $8 \times 10^{11} kg$  durante os anos de grandes inundações. Afundamentos recentes da ordem de 10 cm foram relatados ao redor do estuário. Naturalmente, a sedimentação foi responsável pelo crescimento de muitas bacias sedimentares em todo o mundo, durante eras geológicas (VANÍCEK; KRAKIWSKY, 1986).

- Grandes reservatórios de água

BAYRAK (2007) apresenta os resultados do monitoramento das deformações verticais da represa de aterro de Yamula, no rio de Kızılırmak, com 120 m de altura, e uma crista de 510 m de comprimento. Esta obra de engenharia foi projetada para garantir água para cerca de 0,7 milhão de habitantes, com uma capacidade de armazenamento de aproximadamente  $3476,00 \times 10^6 m^3$ . A barragem é construída por material de terra levado do leito do rio Kızılırmak. Nessa pesquisa o autor estimou uma subsidência decorrente de até 10 cm. PYTHAROULI e STIROS (2005) apresentam uma análise dos deslocamentos obtidos do monitoramento geodésico da barragem de Ladon. Tais deslocamentos, embora

pequenos em amplitude (até 7 mm), correspondem a funções periódicas com um período de 12 meses, igual ao das flutuações do nível do reservatório (20 m).

- Atividade vulcânica

Os vulcões e as erupções são manifestações superficiais dramáticas de processos dinâmicos dentro da Terra, em grande parte, mas não exclusivamente, localizados ao longo dos limites das placas tectônicas deslocando a Terra, e gerando deformações horizontais e verticais. Este campo tem sido amplamente explorado neste último século, inclusive surgindo o campo específico da Geodésia vulcânica (Ver detalhes em DZURISIN (2007)). Por exemplo, MATSUSHIMA e TAKAGI (2000) apresentam o monitoramento geodésico baseado em observações GPS e de distanciômetros eletrônicos das deformações da crosta provocadas pelo Monte Fugen, Japão. Nessa pesquisa observaram-se deslocamentos de até 10 cm num dia. Por outro lado, OTWAY e SHERBURN (1994) estimaram uma taxa de subsidência relativa de  $10 \pm 1$  mm/ano no Centro Vulcânico de Taupo na Nova Zelândia.

- Carregamento por pressão atmosférica

O carregamento por pressão atmosférica pode ser descrito como o deslocamento vertical da crosta terrestre devido à alteração da pressão atmosférica. A redistribuição das massas de ar devido à circulação atmosférica pode provocar uma deformação da crosta terrestre, que pode atingir até 20 mm para a componente vertical e 3 mm para as componentes horizontais. Um exemplo da estimativa do carregamento por pressão atmosférica na Nova Zelândia foi realizado por GLADKIKH, TENZER e DENYS (2011). Nessa pesquisa os resultados revelam que os deslocamentos verticais de carga atmosférica são tipicamente menores ao longo das regiões costeiras, ao passo que aumentam gradualmente para o interior com o deslocamento máximo de 13,1 mm.

- Carregamento por neve e chuva

Os resultados do estudo realizado por OUELLETTE, DE LINAGE e FAMIGLIETTI (2013) indicam que a camada de neve e a carga de umidade do solo dominam o sinal sazonal de deslocamento vertical do GPS em locais de montanha no oeste dos Estados Unidos, apresentando valores entre 5 e 8 mm.

## 2.1.6 Deformação tectônica

Em geral a tectônica de placas é considerada um processo que envolve a deriva continental, a expansão do fundo oceânico e o Paleomagnetismo.

A litosfera, dividida em placas, flutua no material do manto superior. Embora a ideia de placas litosféricas (com continentes e oceanos sobre elas) flutuando sobre a porção superior do manto tenha sido proposta já no início do século XX (WEGENER, 1929), somente

em épocas mais recentes foi consolidada por importantes descobertas científicas. A noção de movimento de placas litosféricas está firmemente estabelecida. Na atualidade, pesquisas consistentes subsidiam a determinação das velocidades relativas das placas, para explicar o mecanismo de movimentação e para delinear os seus limites. Uma série de modelos de velocidades geodésicos/geológicos/geofísicos têm sido desenvolvidos. Merecem destaque os modelos de velocidades: NUVEL-1 (DEMETS et al., 1990), NUVEL-1A, MORVEL (DEMETS; GORDON; ARGUS, 2010), REVEL (SELLA et al., 2007), e para América do Sul, tem-se o modelo VEMOS2009 (DREWES; HEIDBACH, 2012) e mais atualmente o VEMOS2015 (SÁNCHEZ; DREWES, 2016).

#### 2.1.7 Soerguimento pós-glacial

Soerguimento pós-glacial ou no inglês *Glacial Isostatic Adjustment*-GIA descreve o processo de ajuste da Terra para um estado de equilíbrio isostático quando esta, previamente carregada por camadas de gelo, tem os efeitos destas cargas cessado nos períodos pós-glaciais. Este fenômeno é refletido numa ampla variedade de observações geodésicas/geofísicas, tais como: no nível do mar; no campo da gravidade; em deformações verticais da crosta; entre outras. O sinal deste fenômeno é mais forte aparentemente na Eurásia do Norte, América do Norte, Patagônia e Antártica. As referidas regiões têm sido bastante exploradas com base em observações GPS, nivelamento, gravimetria terrestre, observações GRACE, e outras. Neste particular, pode-se mencionar a revisão de WAKE, LECAVALIER e BEVIS (2016), que apresentam uma estimativa do GIA com base em observações GNSS para algumas localidades na Groenlândia. SELLA et al. (2007) apresentam uma imagem detalhada dos campos de velocidade vertical e horizontal no Canadá e nos Estados Unidos com base em 360 estações GPS, encontrando velocidades verticais de aproximadamente 10 mm/a perto da baía de Hudson. Além de variadas pesquisas do GIA com base em observações GNSS, também este processo geofísico tem sido explorado por intermédio de observações da missão GRACE. Alguns exemplos são: a estimativa da taxa do GIA de 1 – 2 mm/a no Platô Tibetano com base em observações GRACE e modelos globais (ZHANG; JIN, 2013). Já no caso de RANGELOVA (2007) foi desenvolvida uma metodologia para combinação ótima de dados geodésicos para a modelagem empírica das variações temporais do geoide causadas pelo GIA, incluindo dados de GRACE, gravimetria terrestre, GPS, altimetria e registros maregráficos; e RIVA et al. (2009) apresentam uma estimativa e comparação do GIA derivado da combinação de observações do *Ice, Cloud, and land Elevation Satellite* - ICESat e GRACE no domínio espacial com os resultados do modelo avançado com base em reconstruções de histórico de glaciação existentes.

Na seção 2.11 (SOERGUIMENTO POS-GLACIAL) será revisado com maior profundidade o GIA, incluindo a breve formulação matemática e o estado da arte dos modelos globais do GIA.

### 2.1.8 Deformações geradas pelo homem

As deformações verticais geradas pelo homem estão principalmente associadas à exploração de gás natural, óleo, campos geotérmicos, águas subterrâneas, mineração, carregamento pelas mudanças nos reservatórios, entre outros (TORGE; MÜLLER, 2012). A deformação da crosta terrestre causada pela utilização dos recursos naturais tem sido observada em muitos lugares. Alguns exemplos são: FIELDING, BLOM e GOLDSTEIN (1998) encontraram uma subsidência de 40 mm em 35 dias e de  $\approx 400$  mm/a com base na análise de interferogramas do *Synthetic Aperture Radar*- SAR nos campos petrolíferos no vale de San Joaquin, Califórnia. Em relação as deformações associadas às águas subterrâneas, CHI e REILINGER (1984) observaram com base em nivelamento uma amplitude de subsidência relativa entre dezenas de milímetros até algumas centenas de milímetros, produto da diminuição de águas subterrâneas em várias localidades dos Estados Unidos. No estudo do monitoramento das deformações verticais desenvolvido por GEE et al. (2016), os autores encontraram uma subsidência a oeste de Alkmaar (Holanda), atribuída à produção de gás natural do reservatório de Bergermeer, onde foram avaliadas taxas de subsidência na região de 3 mm/ano.

## 2.2 TECTÔNICA DA AMÉRICA DO SUL

Nesta pesquisa são estudadas as deformações verticais na crosta e no campo da gravidade da Terra, em consequência, o conhecimento da tectônica na região de estudo é de fundamental importância. Na sequência uma breve descrição da tectônica da América do Sul é apresentada. A placa Sul-americana é uma placa de tamanho relativamente grande sobre a qual localiza-se grande parte da América do Sul e estende-se até a cadeia meso-oceânica do Atlântico Sul. Esta placa está limitada pela placa Africana no leste, a placa de Nazca no oeste, a placa Antártica e a placa da Escócia no sul, e a placa do Caribe e a placa Norte-americana no norte (ver figura 3). A placa sul-americana está envolvida com a placa de Nazca na formação das montanhas dos Andes, e com a placa Africana na formação da cadeia meso-oceânica referida.



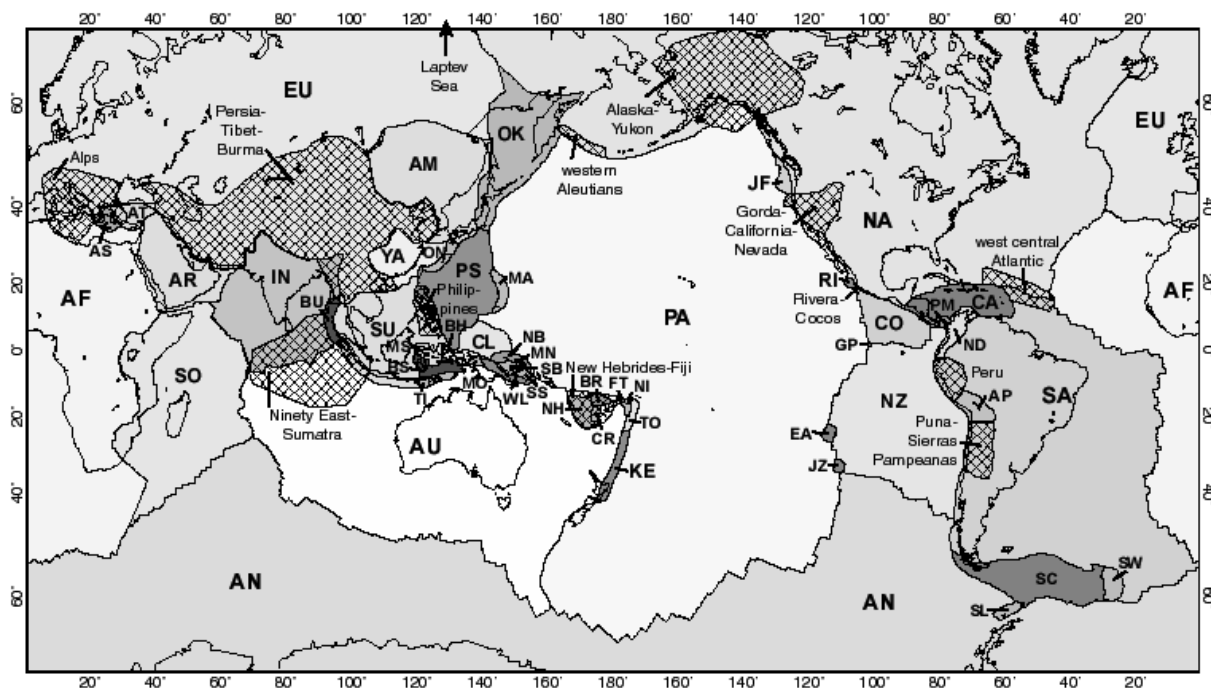


FIGURA 3 – Mapa da divisão das placas tectônicas globais

Fonte: adaptado de BIRD (2003)

As deformações que têm afetado a América do Sul durante o período Quaternário aparecem vinculadas com os processos geodinâmicos dominantes durante o Neoceno. As mesmas estão principalmente controladas pelas anisotropias herdadas de uma prolongada e complexa história evolutiva, e pelas características cinemáticas e geométricas que caracterizam a interação atual das placas do Caribe, Nazca, Sul-Americana, Antártica, e de Escócia. As principais características da neotectônica da América do Sul derivam em forma direta das interações entre bordas das placas. Nos Andes centrais, que envolvem a maior parte do território Chileno, a maioria das deformações decorrem de uma complexa distribuição e partição de esforços no interior da placa Sul-americana, reativando descontinuidades preexistentes (COSTA et al., 2006).

A placa de Nazca tem convergido com a América do Sul nos últimos 70 milhões de anos com movimento relativo variável, sendo o mais rápido 100 mm/a (entre 49,5 e 42 milhões de anos atrás e há 26 milhões de anos) e em tempos mais lentos 50-55 mm/a. A sub-ducção rápida no norte dos Andes em relação ao sul poderia ter levado a uma maior largura dos Andes no Peru e Bolívia em relação ao Chile e à Argentina (PARDO-CASAS; MOLNAR, 1987).

A placa sul-americana e a placa de Nazca compartilham o limite convergente mais longo na Terra, caracterizando as montanhas dos Andes que se estendem sobre 7000 km (KHAZARADZE; KLOTZ, 2003). O derretimento da placa de Nazca em sub-ducção baixo a placa Sul-americana causa expansão da crosta, compressão, dobramentos e a cadeia de empuxo (JAMES, 1971). As montanhas dos Andes abrigam mais de 200 vulcões potencialmente ativos

consequência da convergência atual da placa de Nazca e da placa sul-americana. Os vulcões ativos têm maior probabilidade de ocorrer em limites de convergência com ângulo de sub-ducção relativamente abrupto (STERN, 2004).

Segundo ANGERMANN, KLOTZ e REIGBER (1999) o módulo do vetor de convergência relativa entre as placas de Nazca e Sul-americana é de 65 mm/a. O movimento total relativo da placa na zona de sub-ducção dos Andes pode ser dividido em diferentes componentes controlando a deformação da crosta (NORABUENA, 1998). Cerca da metade do movimento se acumula nas partes trancadas da interface das placas, levando à deformações elásticas transitórias cujas energias são liberadas em grandes terremotos. O aumento da espessura vertical dos Andes desde sua raiz implica que parte do movimento também causa encurtamento crustal permanente em vista do processo de construção de montanha (EDH; UDIGER, 2006).

Devido a interação de diversas placas tectônicas no continente Sul Americano, uma descrição mais adequada pode ser baseada na caracterização das interações regionais entre duas ou três placas. Na sequência apresentasse uma breve descrição da interação entre as placas na América do Sul, seguindo a lógica de BIRD (2003) e de acordo com a figura 3.

- Caso da interação placa Panamá (PM)- Andes do Norte (ND)

A parte mais oriental da América Central (Costa Rica e Panamá) é colocada entre o sinuoso cinturão de deformação do Norte do Panamá e o cinturão de deformação do Sul do Panamá (ambos principalmente offshore e sismicamente ativos). KELLOGG, OGUJIOFOR e KANSAR (1985) referiam a esta região como o "bloco do Panamá" e inferiram que está se movendo para o norte em relação à placa do Caribe (CA) e para o leste em relação à placa Sul-Americana (SA). Ao leste, na Colômbia, no Equador e na Venezuela, o segmento mais setentrional dos Andes é dividido em Cordilheira Ocidental e Cordilheira Oriental (incluindo os Andes de Mérida), ambos sismicamente ativos. O mesmo autor referiu-se a esta cunha como o "bloco dos Andes do Norte" e inferiu, a partir de dados geológicos e de sismicidade, que se move cerca de 10 mm/a em direção a 55° em relação a SA, ou cerca de 17-19 mm/a noroeste em relação a CA.

- Interação entre as placas do Caribe (CA), ND, e de Sul América (AS)

Começando no sul, na fronteira entre a placa dos Andes do Norte (ND) e SA situa-se o denominado megathrust de Dolores Guayaquil, que aparentemente é reativado em um sentido destro-normal oblíquo. Para o nordeste, segue o sistema da falha frontal andina do leste ao longo da Cordilheira Oriental aos Andes de Mérida. Este sistema de falhas é uma zona de deslizamento particionado sobre falhas destrais e de impulso subparalelas e em escalas, incluindo as falhas de Pallafanga, Algecira, Gualcarmão, Yopal e Bocono. Com base na extensão da porção da CA subductada, PÉREZ, JAIMES e GARCIACARO (1997) interpretaram a presente junção tripla CA-ND-SA como situada na intersecção da falha de Bocano (ND-SA), falha de San Sebastian-El Pilar (CA-SA) e

uma falha destral sem nome mas sismicamente ativa com tendência NW (ND-CA). O limite norte de ND é a zona de subducção, em que se sobrepõe a CA. Esta se estende para o oeste para o Golfo de Darien, onde está localizada a junção tripla CA-PM-ND. Como definido aqui, a placa ND inclui o bloco de Maracaibo; e os limites sudoeste e norte desse bloco (falhas de Santa Marta-Bucaramanga e Oca-Ancon, respectivamente) não são considerados limites de placas. Os resultados geodésicos do projeto CASA (TRENKAMP; KELLOGG; FREYMUELLER, 1996) definiram o movimento de ND em relação a SA como incluindo um componente destral de 7-8 mm/a e uma componente de compressão de 4-5 mm/a em seu limite comum (Resultando em 9 mm/a em relação a  $76^\circ$ ). Isto é amplamente consistente com as estimativas geológicas dos Andes de Mérida (AUDEMARD; AUDEMARD, 2002) onde as tensões destrais e de encurtamento do pós-fim Mioceno são comparáveis.

- Interação entre as placas de Nazca (NZ), Altiplano (AP), e SA

A sismicidade superficial ( $z < 70\text{km}$ ,  $m > 4,4$ ; respectivamente a profundidade e a magnitude) dos catálogos *International Seismological Centre-ISC* e *The Harvard Centroid Moment Tensor Catalog-CMT* divide-se em dois cinturões nas latitudes entre  $3^\circ\text{S}$  (extremo sul da placa ND) e  $35^\circ\text{S}$ . (Sul de  $35^\circ$  Subducção relativamente simples de NZ ou AN abaixo de SA.):o cinturão ocidental de sismicidade situa-se sobre a trincheira e declive continental e está claramente associado com sub-ducção; o cinturão oriental geralmente segue a encosta leste dos Andes, ocasionalmente se espalhando para os pampas. Este cinto de sismicidade dupla é muito largo (até 900 km) para ser descrito como uma simples zona de subducção, mas alternativamente poderia ser descrito por alguma combinação de pequenas placas e feições orogênicas. BIRD (2003) considera uma provável "placa de Altiplano"(AP), flanqueada tanto no Norte como no Sul por feições orogênicas. Duas revisões de dados geodésicos por BEVIS et al. (2001) e KENDRICK et al. (2001) confirmam o conceito de uma placa de Altiplano que se estende da trincheira Peru-Chile ao cinturão de impulso oriental, cujas tensões internas são provavelmente elásticas e relacionadas ao ciclo de subducção no limite NZ-AP; no entanto, favorecem uma taxa AP-SA mais baixa de cerca de 7 mm/a.

- Interação entre as placas do Mar Egeu (AS) e Escócia (SC)

O ajuste tectônico geral da margem mais ao sul do Chile é impulsionado por movimentos relativos entre três placas principais: Antártica (AN), SA e Escócia (SC). O vetor de deslizamento AN-SC é orientado a grosso modo E-NE e o limite da placa está aproximadamente localizado ao longo da trincheira do Chile, enquanto a junção tripla entre as placas é interpretada como sendo uma área difusa e instável (CUNNINGHAM, 1993; FORSYTH, 1975) na intersecção da trincheira do Chile com a projeção da Falha de Magalhães em torno de  $52^\circ\text{S}$ .

No entorno do  $57^{\circ}S$ , a trincheira do Chile passa para a Zona de Fratura de Shackleton. HERRON et al. (1977) assumiram que a zona de Fratura de Shackleton divide-se em sua extremidade norte em uma série de falhas do tipo stepping faults ao noroeste e que seguem a margem continental. Uma mudança gradual da subdução ortogonal para movimentos trans-pessivos e principalmente transcorrentes também é provável.

A sismicidade ao longo da margem é baixa. A taxa de convergência lenta entre as fronteiras Antártica/América do Sul ou Antarctica/Escócia é provavelmente a principal razão para a baixa sismicidade observada da margem ocidental da América do Sul ao sul de  $46^{\circ}S$  (HERRON et al., 1977). No entanto, o encurtamento e a acreção ativa ocorrem na ponta da cunha de acreção, onde uma seção grossa de sedimento apoiado na placa antártica se aproxima da frente de deformação externa (RUBIO et al., 2000). O terremoto que ocorreu perto da ponta sul da Terra do Fogo em 1987, mostra uma solução de falha de impulso a uma profundidade superficial (11 km), o que indica um underthrusting ativo ao longo de uma planície nodal rasa (PELAYO; WIENS, 1989).

## 2.3 BACIAS HIDROGRAFICAS RELEVANTES NA AMÉRICA DO SUL

Um dos efeitos dominantes nas deformações verticais das redes geodésicas são as deformações produzidas pelo carregamento hidrológico. O carregamento hidrológico é mais representativo nas regiões inseridas numa bacia hidrográfica.

Nesta seção são apresentadas as bacias hidrográficas mais importantes da América do Sul (ver tabela 2 e figura 4), e também uma breve descrição das bacias hidrológicas com uma abrangência maior do que  $100.000 \text{ km}^2$ , isto pensando na resolução espacial do GRACE. Na tabela 2 os números indicam o nome da bacia hidrográfica.

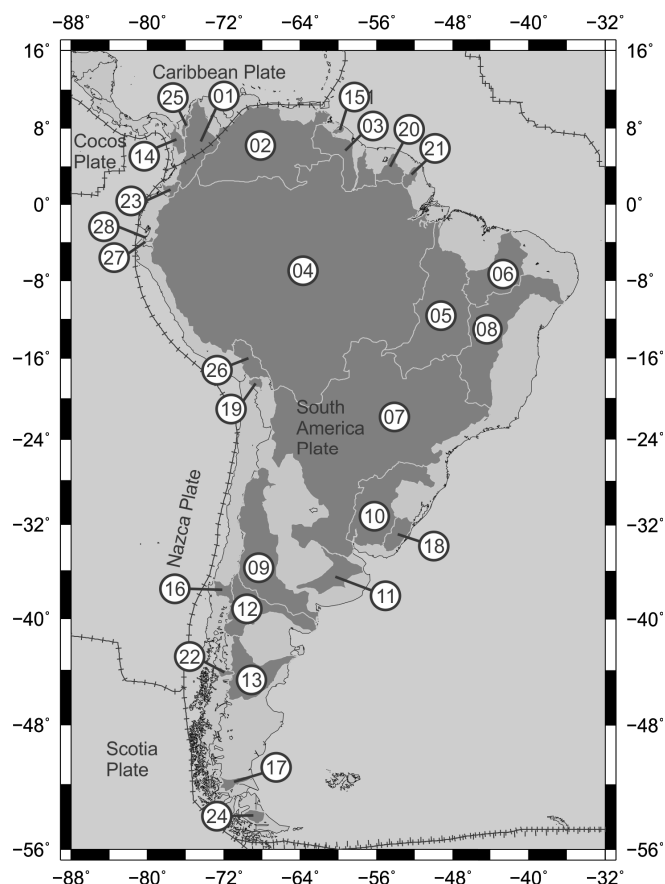


FIGURA 4 – Bacias hidrográfica mais relevantes na América do Sul

Fonte: O autor

TABELA 2 – Bacias hidrográfica mais relevantes na América do Sul

Nº	Nome	Area ( $km^2$ )	Nº	Nome	Area ( $km^2$ )
01	Magdalena	232.208	15	Barima	9.367
02	Orinoco	357.298	16	Bio Bio	23.991
03	Essequivo	164.857	17	Gallegos	12.087
04	Amazonas	6.035.841	18	Lagoon Mirim	54.398
05	Tocantins	776.785	19	Lauca	13.851
06	Parnaíba	329.441	20	Maroni	67.384
07	Paraná	2.565.049	21	Oyapock	28.562
08	São Francisco	621.622	22	Palena	6.839
09	Rio Colorado	418.990	23	Patia	22.286
10	Uruguai	343.288	24	Rio Grande	9.361
11	Rio Salgado	102.038	25	Sinu	13.203
12	Negro	160.588	26	Titicaca	88.517

Fonte: O autor.

Na sequência é apresentada uma breve descrição das bacias mais importantes da América do Sul.

- Bacia do Amazonas

A bacia do rio Amazonas abrange o 41% do espaço do continente sul-americano. Espaço biogeográfico que vai do estuário ou arquipélago da Ilha de Marajó ao nível do Oceano Atlântico, no Estado do Pará, no Brasil, até as neves eternas dos Andes, no Peru, gerando diferentes nichos a partir da heterogeneidade de microclimas. Daí a sua especialização e espécies endêmicas da flora e da fauna (ZAMUDIO, 2005).

A bacia do rio Amazonas tem as maiores variações sazonais continentais do mundo e é crítica para o sistema hidrológico da Terra, incluindo a troca de água entre a floresta amazônica, os oceanos e a atmosfera (GLOOR et al., 2013). Vários estudos visando a estimativa das deformações sazonais na bacia do Amazonas têm sido divulgados. Por exemplo CHEN, WILSON e TAPLEY (2010) avaliaram as variações interanuais nas chuvas amazônicas com base nas observações GRACE. BEVIS et al. (2005) analisaram por meio de GPS a resposta sazonal elástica da Terra sólida às oscilações da água amazônica, e DAVIS et al. (2004a) compararam as deformações GPS com os resultados de GRACE na mesma região.

Mais recentemente MOREIRA et al. (2016) demonstraram que os deslocamentos verticais estacionários da crosta causados pela carga hidrológica podem afetar as coordenadas da estação no nível de 10 cm na área da bacia amazônica (e.g. estação NAUS).

- Bacia do Tocantins-Araguaia

A Bacia Tocantins-Araguaia vem de dois grandes rios, o Tocantins e Araguaia. Esta bacia tem uma área de drenagem de aproximadamente 750.000  $km^2$ .

Esta bacia tem três características principais, que a colocam dentro das bacias relevantes na América Latina. Estas características são: a grande dimensão de seu delta, o reservatório de Tucuruí, e a ilha do Bananal considerada a maior ilha fluvial do mundo, com cerca de 20.000  $km^2$ . Perto de seu delta, os últimos 150 km formam uma imensa baía fortemente influenciada pelas marés. O Tocantins flui para uma área de encontro entre as águas do rio Amazonas e do rio Pará, que, tecnicamente, poderia ser considerado como parte desta grande bacia, embora alguns cientistas não consideram o rio Tocantins, como parte da bacia amazônica, devido que não descarrega diretamente nele (AGUAS AMAZÓNICAS, 2017).

- Bacia de São Francisco

O rio São Francisco, tem sua nascente no alto da Serra da Canastra, mais precisamente no município de São Roque de Minas MG, numa altitude de 1.428 m, num local chamado “Chapadão do Zagaia”. Sua foz está entre os estados de Sergipe e Alagoas, onde desemboca no Oceano Atlântico. Percorre 2.863 km, incluindo na sua bacia Hidrográfica sete estados, 503 municípios e uma população de aproximadamente 13 milhões de pessoas, as quais se espalham pelos diversos ambientes por onde passa o rio e seus afluentes, com maiores concentrações no Alto e no Médio São Francisco (XAVIER; COSTA; OLIVEIRA

FILHO, 2007). A Bacia Hidrográfica do São Francisco tem significativa importância para o país, devido ao volume de água transportada numa região considerada semi-árida, o que tem ajudado para o desenvolvimento da região. Devido à sua extensão e aos diferentes ambientes percorridos, a bacia do São Francisco está dividida em quatro sub-bacias: Alto São Francisco – da nascente até a cidade de Pirapora; Médio São Francisco – de Pirapora até Remanso; Sub-Médio São Francisco – de Remanso até Paulo Afonso; e o Baixo São Francisco – de Paulo Afonso até sua foz. A Bacia do São Francisco possui partes de vários biomas, como a Floresta Atlântica, o Cerrado, a Caatinga, os Costeiros e os Insulares.

A região apresenta períodos críticos de prolongadas estiagens, com várias zonas geográficas e diferentes índices de aridez. Concentra-se principalmente no Sertão Nordestino, estendendo-se até o norte de Minas Gerais (XAVIER; COSTA; OLIVEIRA FILHO, 2007).

#### ▪ Bacia do Paraná

O rio Paraná, principal formador da bacia do Prata, é o décimo maior rio do mundo em descarga, e o quarto em área de drenagem, drenando todo o centro-sul da América do Sul, desde as encostas dos Andes até a Serra do Mar, nas proximidades da costa atlântica (IBAMA, 2001). De sua nascente, no planalto central, até a foz, no estuário do Prata, percorre 4.695 km. Os rios que formam a bacia do Paraná são: rio Uruguai, rio Paraguai, rio Iguaçu, rio Paraná, rio Tiete, rio Paranapanema; rio Grande, rio Parnaíba, rio Taquari, e rio Sepotuba.

A bacia do Paraná limita-se com as seguintes bacias hidrográficas brasileiras: com a bacia do Uruguai; a sudeste com a região hidrográfica do Atlântico Sul; a sudeste e leste com a região hidrográfica do Atlântico Sudeste; a leste e nordeste com a bacia hidrográfica do São Francisco; ao norte com a bacia hidrográfica do Tocantins-Araguaia; a noroeste com a baía hidrográfica do Paraguai; a oeste com o Paraguai e a sudoeste com a Argentina (ver figura 4) (SRH/MMA, 2006). A bacia do Paraná possui uma vazão média anual de  $15.620 \text{ m}^3/\text{s}$ , volume médio anual de  $495 \text{ km}^3$  e uma área de drenagem de  $879.860 \text{ km}^2$ , formada por 8 sub-bacias (VELOZO, 2010).

A bacia do rio do Paraná é uma bacia sedimentar, que evoluiu sobre a plataforma Sul-Americana, e sua formação teve início a cerca de 400 milhões de anos. A consolidação e evolução final do embasamento da bacia do Paraná aconteceu entre o Pré-Cambriano e o Paleozoico. Sua evolução aconteceu por fases de subsidência e soerguimento com erosão associada, no transcorrer das quais a sedimentação se processou em sub-bacias (CURY, 2006).

## 2.4 SISTEMAS VERTICAIS DE REFERÊNCIA CLÁSSICOS

### 2.4.1 Definição e realização dos sistemas verticais de referência clássicos

Os SVRs têm sido usados desde a antiguidade com propósitos de ajudar no desenvolvimento das atividades humanas. Considerando os aspectos práticos, as coordenadas verticais definidas e realizadas em associação com o campo de gravidade da Terra, incluindo a batimetria, são as de maior demanda em trabalhos de engenharia tais como os associados: ao fluxo de fluídos como redes de dutos e drenagem e produção hidroelétrica; ao planejamento, gestão e controle ambiental associados a bacias hidrográficas; gestão e exploração de aquíferos; à gestão costeira e obras de infraestrutura em regiões de interface oceano-continente; definição de linhas de costa; previsão e mitigação de riscos ambientais associados a enchentes; navegação. Do ponto de vista científico, os SVRs são fundamentais em todas as aplicações correlatas ao referenciamento espacial das informações além de aplicações tais como: as determinações geodinâmicas com implicações nos aspectos relacionados com o fluxo de massa no Sistema Terra; análise da deformação da crosta tanto para movimentos seculares da tectônica de placas como para respostas pós-glaciais, movimentos orogênicos, epirogênicos e eustáticos ou ainda para movimentos esporádicos tais como os pós-sísmicos; pesquisa costeira, oceanografia e hidrografia; definição e manutenção de alguns sistemas de tempo que requerem o valor do geopotencial no geoide (TORGE; MÜLLER, 2012). Além disso, os SVRs são elementos chave para o monitoramento do Sistema Terra no contexto do projeto *Global Geodetic Observing System* – GGOS (PLAG; PEARLMAN, 2009).

Nos SVRs convencionais, suas definições são efetivadas pela eleição de uma suposta superfície equipotencial do campo da gravidade (o geoide!) passando pelo ponto origem (Datum Vertical – DV), em geral com valor de geopotencial no ponto ( $W_{0i}$ ) desconhecido e altitude  $H_{0i} = 0$  considerada coincidente com o Nível Médio do Mar (NMM) local ou com  $H_{0i} \neq 0$  de um ponto origem para países não costeiros tais como Paraguai e Bolívia na América do Sul. Alguns exemplos de DVs em marégrafos na América do Sul são: na Argentina em Mar del Plata (LAURIA et al., 2002); Chile em Valparaíso (principal) e outros secundários com segmentos de rede vinculados (MATURANA; BARRIGA, 2002), na Colômbia em Buenaventura (principal) e outros (SÁNCHEZ; MARTÍNEZ, 2002). Em alguns países, somente uma RN foi estabelecida como o ponto datum, por exemplo na Indonésia (SUTISNA, 2002), e outros países usaram um conjunto de marégrafos para o estabelecimento do sistema de altitudes (e.g. América do Norte, Austrália, México). Após o estabelecimento da superfície de referência por intermédio de dados mareográficos, um ajustamento das redes de nivelamento (em alguns casos acompanhados de gravimetria ou correções baseadas no campo da gravidade normal) foram realizados. Na abordagem convencional a altitude da Referência de Nível Fundamental (RNF) do país é injuncionada no ajustamento. Em alguns países, as altitudes fixadas de um conjunto de RNFs são injuncionadas no processo de ajustamento, como por exemplo na Austrália (FEATHERSTONE, 2002).



Na concepção clássica, em geral, o valor fixado da altitude do NMM, obtido de observações maregráficas durante certo período de tempo, é considerado coincidente com o denominado geoide local utilizado como superfície de referência com altitude zero, com ou sem valor de geopotencial  $W_{0i}$  nela fixado. Em geral, os países não adotam o mesmo tratamento para as observações maregráficas, nem os mesmos períodos de observação para determinação do NMM e em diferentes épocas de redução (SÁNCHEZ, 2011). Nesta concepção clássica, o período mínimo ideal das observações maregráficas deve envolver pelo menos um ciclo do movimento do Nodo Lunar (18,62 anos) com o propósito de recuperar todas as componentes principais das marés oceânicas. Dentro de uma concepção mais moderna, na definição de um DV deve ser considerado o afastamento entre o geoide melhor ajustado globalmente ao NMM e o NMM local. Esta diferença em cada ponto do oceano é denominada de Topografia do Nível Médio do Mar (TNMM) (em Inglês *Sea Surface Topography* - SSTop). Globalmente, a TNMM pode apresentar valores no intervalo de  $\pm 2\text{m}$ . Isto significa que um DV definido em função do NMM pode apresentar discrepância neste intervalo relativamente ao geoide global referido. Esta é uma das maiores fontes de distorção entre diferentes redes nacionais de controle vertical (BOSCH, 2001; FOTOPOULOS; TZIAVOS; SIDERIS, 2005; GATTI; REGUZZONI; VENUTI, 2013).

Por outro lado, a realização dos sistemas de altitudes clássicos foi basicamente o estabelecimento de uma (e.g. Equador, Uruguai, etc) ou várias redes nacionais (Chile, Brasil, etc) baseadas em altitudes niveladas, normais, “ortométricas” (com alguma hipótese de distribuição das massas internas da Terra), e Normais-ortométricas. Em geral, na América do Sul, as altitudes foram determinadas basicamente com desníveis geométricos e sem acompanhamento de observações de gravidade, e no melhor dos casos foi introduzida uma correção associado ao campo da gravidade normal.

Nos SVRs clássicos, além de não se considerar a TNMM, os aspectos associados às variações temporais na superfície de referência não são considerados, ou seja, são concebidos como fixos no tempo. Destaque-se, as variações temporais experimentadas na rede altimétrica consequência de fenômenos geofísicos tais como deformação da crosta, marés terrestres, reação pós-glacial, raramente são levados em conta (KRYNSKI; MARCIN, 2012). Alguns trabalhos associados com a modelagem das variações temporais da crosta têm sido reportados, porém estes são, em geral, baseados em observações relativas, oriundas do nivelamento geométrico. Além disso, nem os procedimentos nos levantamentos de campo, nem o processamento das informações seguem um padrão global único.

Cabe ainda ser ressaltado que as variações temporais do nível do mar obtidas com base em registros maregráficos são relativas, já que a posição destes sensores é solidária com a crosta terrestre local e, portanto, afetadas por movimentos locais. Este é um dos aspectos que impossibilita comparações diretas das estimativas de diferentes marégrafos em outras localidades mesmo que pertencentes à mesma rede de nivelamento.

#### 2.4.2 Estratégias clássicas para a estimativa das variações temporais na componente vertical

Os primeiros aspectos cinemáticos que foram encarados na comunidade Geodésica foram aqueles oriundos da deformação da crosta (geometria da superfície). As abordagens para contornar estes problemas foram baseadas em linhas de nivelamento observadas em diferentes épocas. CARRERA e VANÍCEK (1984) apresentam um resumo com os modelos matemáticos utilizados na determinação de movimentos verticais da crosta a partir de dados de nivelamento. Propuseram dois modelos: um simples para segmentos de redes descontínuos; e um para segmentos conectados (ou rede). No primeiro modelo, a formulação é a seguinte:

$$\delta\Delta H_{ij}(\tau_1, \tau_2) = \Delta H_{ij}(\tau_2) - \Delta H_{ij}(\tau_1) \quad (2.1)$$

Em que  $\Delta H_{ij}(\tau_2)$  e  $\Delta H_{ij}(\tau_1)$  são os desníveis entre duas referências de nível  $P_i$  e  $P_j$  nas épocas  $\tau_1$  e  $\tau_2$  respectivamente, e  $\delta\Delta H_{ij}(\tau_1, \tau_2)$  é a diferença dos desníveis  $\Delta H_{ij}(\tau_2)$  e  $\Delta H_{ij}(\tau_1)$ . No segundo caso, é possível realizar uma análise multivariada simultânea a partir de todos os dados de nivelamento com suas respectivas precisões. O modelo matemático para a detecção de movimentos verticais da crosta numa rede nivelada duas vezes é expresso como:

$$A\xi = \delta\Delta H \quad (2.2)$$

Em que  $A$  é a matriz design (ou Jacobiana) da rede,  $\xi$  é o vetor dos deslocamentos verticais, e  $\delta\Delta H$  é o vetor das diferenças dos desníveis. Aplicando o ajustamento por mínimos quadrados na equação 2.2 é possível obter a estimativa dos parâmetros e qualidade da estimativa. Se for usado o modelo *Gauss Markov* (SCHAFFRIN, 1999) para a estimativa dos parâmetros do modelo matemático anterior, apresenta-se o problema de deficiência de ranking sobre as equações normais. No mínimo duas estratégias para superar este problema têm sido exploradas, uma é introduzindo alguma injunção (por exemplo fixar um ponto), a segunda é a utilização da matriz Pseudoinversa.

Outras pesquisas voltadas ao estudo da determinação dos movimentos da crosta por intermédio de nivelamento geodésico são: HOLDAHL (1974), que além de usar diferenças de desníveis entre diferentes épocas, explorou o efeito das correções astronômicas e correção sistemática de refração; BROWN e REILINGER (1980) usaram dados de nivelamento em diferentes épocas, porém, com propósitos de explorar deslocamentos intra-placas tectônicas na América do Norte; BALODIMOS, GEORGOPOULOS e TELIONI (1994) estudaram as velocidades da subsidência da rede de controle vertical na cidade de Patras na Grécia por intermédio de três modelos cinemáticos diferentes, estes baseados em dados de nivelamento; TORGE (1986) mostra uma alternativa para detectar deslocamentos verticais da crosta com base em observações de gravidade, concluindo que por intermédio da gravidade é possível perceber deslocamentos entre 2 e 6 cm.

Cabe salientar que a maioria das abordagens apresentadas anteriormente estão baseadas somente em observações de nivelamento, porém não representam os reais movimentos verticais da crosta, isto devido a que estes dependem também do campo da gravidade e da sua variação temporal (BIRO, 1980).

HECK e MÄLZER (1983) propuseram uma metodologia formulada como um Problema do Valor de Contorno da Geodesia (PVCG) baseada em observações de nivelamento e gravidade em diferentes épocas sob o argumento de que esta seria apta a modelar deslocamentos verticais efetivos. Nesta formulação, os valores de contorno adotados referem-se às variações temporais das diferenças de potencial em pontos sobre a superfície em relação à RN fundamental expressa por:

$$\Delta_t W = [W(P_k, t_k) - W(P_k^0, t_k)] - [W(P_i, t_i) - W(P_i^0, t_i)] \quad (2.3)$$

e as variações temporais da gravidade no intervalo  $(t_k - t_i)$  expressas por:

$$\Delta_t g = g(P_k, t_k) - g(P_i, t_i) \quad (2.4)$$

$P_i$  e  $P_k$  são as posições do mesmo ponto na época respectivamente. Na figura 5 está representada esta situação.

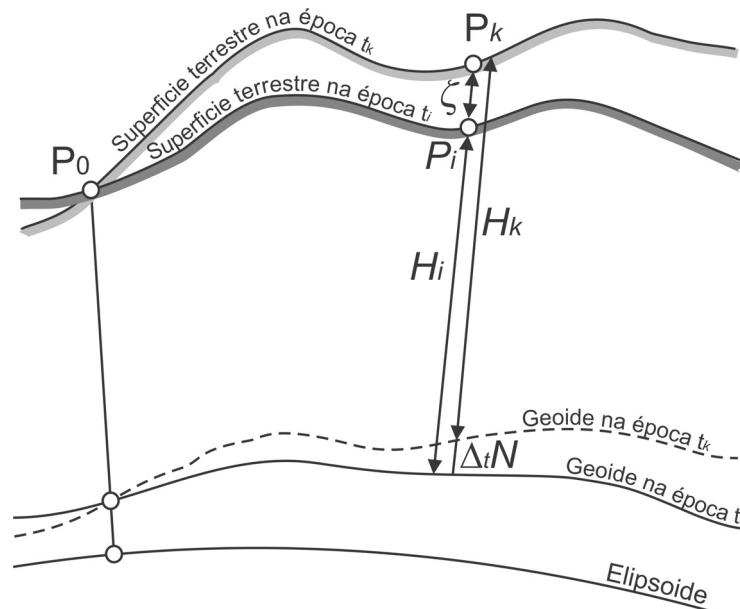


FIGURA 5 – Interpretação geométrica da abordagem cf HECK e MÄLZER (1983)

Fonte: Adaptado de HECK e MÄLZER (1983)

A partir das quantidades de contorno  $\Delta_t W$  e  $\Delta_t g$ , o seguinte problema de valor de contorno pode ser formulado:

$$\kappa = \frac{\Delta_t W}{\bar{g}} + \frac{\delta \bar{W}_1}{\bar{g}} + \frac{R}{4\pi \bar{g}} \int \int_{\sigma} (\Delta_t g' - \frac{2}{R} \Delta_t W') (S(\Psi) - \frac{1}{2}) d\sigma' \quad (2.5)$$

Em que  $\bar{g}$  é o valor médio da gravidade sobre a superfície da Terra,  $R$  é o raio médio da Terra,  $S(\Psi)$  é a função de Stokes, e  $d\sigma$  é um elemento de superfície sobre a superfície esférica. O termo  $\frac{\delta \bar{W}_1}{\bar{g}}$  descreve o deslocamento vertical de um ponto provocado pelas variações temporais do Centro de Massa (CM) da Terra com respeito a um sistema de referência "fixo". Este termo não pode ser determinado a partir de medições repetidas de gravidade e nivelamento. Como  $\delta \bar{W}_1$  pode ser considerado como constante dentro de pequenas áreas, deslocamentos relativos são dificilmente influenciados por este termo. Se as origens dos SGRs utilizados são, por definição, coincidentes com o C.M. da Terra, o termo  $\frac{\delta \bar{W}_1}{\bar{g}}$  na equação 2.5 anula-se. Saliente-se que as quantidades dependendo apenas da variável ponto de integração são indicadas por prime.

A solução de ordem zero da equação 2.5 pode ser interpretada geometricamente. Na figura 5 considera-se por simplicidade que o ponto fundamental  $P_0$  não mudou nem a sua posição, nem o seu potencial. Em seguida, o termo  $-\frac{\Delta W}{\bar{g}}$  pode ser entendido como a mudança  $\Delta_t H$  da altitude ortométrica  $H$  do ponto em consideração. A integral na equação 2.5 contém a alteração  $\Delta_t N$  da altitude geoidal  $N$ .  $\kappa$  pode, portanto, ser interpretado como a variação temporal da altitude elipsoidal:

$$\kappa = \Delta_t H + \Delta_t N \quad (2.6)$$

$$\Delta_t H = H_{\kappa} - H_i = \frac{\Delta_t W}{\bar{g}} \quad (2.7)$$

Como as variações temporais das correções ortométricas são quantidades muito pequenas, as mudanças da altitude ortométrica  $\Delta_t H$  podem ser substituídas pelas mudanças das altitudes niveladas  $\Delta_t n$  sem perda de precisão apreciável:

$$\Delta_t H = \Delta_t n \quad (2.8)$$

$$\Delta_t N = \frac{R}{4\pi \bar{g}} \int \int_{\sigma} (\Delta_t \bar{g} - \frac{2}{R} \Delta_t W') (S(\Psi) - \frac{1}{2}) d\sigma' \quad (2.9)$$

Nesta interpretação tem sido considerado que o elipsoide de referência escolhido não mudou sua forma, tamanho, nem a sua posição e orientação em relação ao C.M. da Terra. No caso geral também a RNF  $P_0$  irá mudar a sua posição com o tempo. Portanto, será conveniente considerar os deslocamentos verticais relativos entre dois pontos A e B.

Conforme já evidenciado, uma série de pesquisas voltadas à determinação dos deslocamentos verticais da crosta têm sido realizadas, porém todos eles foram baseados em observações

terrestres o que implica serem estudos relativos. Além disso, estes estudos não foram focados em definir ou estabelecer um Sistema Vertical de Referência Convencional - SVRC. Foram essencialmente desenvolvidos com propósitos de recuperar informações geofísicas regionais. Os estudos até aqui apresentados envolveram aspectos que visavam contribuir a uma melhor realização dos SVRC nas suas respectivas épocas, porém restritas a aspectos relativos.

Embora hoje existam outras alternativas para a estimativa das deformações verticais, ainda exploram-se os métodos referidos para tratar a variação temporal, porém com aplicações predominantemente na engenharia e tectônica local (HAN et al., 2014; SHAHAR; EVEN-TZUR, 2014).

## 2.5 SISTEMAS VERTICAIS DE REFERÊNCIA MODERNOS

### 2.5.1 Definição e realização de um Sistema de Referência de Altitudes Internacional

A definição, realização, manutenção e ampla utilização do *International Terrestrial Reference System* - ITRS garante um referencial global geométrico unificado com precisão no nível do mm, logrando assim tornar-se uma base para determinar e monitorar deformações em grandes e pequenas escalas e em alta resolução temporal e com consistência global. Um Sistema de Referência de Altitudes Internacional ou no inglês *International Height Reference System* - IHRS, e sua realização IHRF equivalente ao *Internacional Terrestrial Reference Frame* - ITRF, porém no espaço do geopotencial, objetiva o estabelecimento de um referencial global físico da ordem de  $\pm 1$  mm (SÁNCHEZ; SIDERIS, ) que suporte a fiável descrição das mudanças planetárias de forma integrada com o campo da gravidade Terrestre.

O IHRS é um sistema de referência do geopotencial co-rotativo com a Terra no seu movimento no espaço. As coordenadas dos pontos na superfície física da Terra sólida são dadas por:

- Valores  $\dot{W}(\vec{X}) = \frac{dW(\vec{X})}{dt}$  definidas dentro do campo da gravidade terrestre; e
- Coordenadas cartesianas geocêntricas  $\vec{X}$  e suas variações temporais  $\dot{\vec{X}} = \frac{d\vec{X}}{dt}$  vinculadas ao ITRS.

Portanto a dependência do tempo deve ser considerada (AMOS et al., 2007):

$$W_P(t) = W_P(t_0) + \dot{W}_P(t - t_0) \quad (2.10)$$

$$g_P(t) = g_P(t_0) + \dot{g}_P(t - t_0) \quad (2.11)$$

$$\vec{X}_P(t) = \vec{X}_P(t_0) + \dot{\vec{X}}_P(t - t_0) \quad (2.12)$$

Em que  $W_P(t)$ ,  $g_P(t)$ ,  $\vec{X}_P(t)$  são o potencial, a gravidade e as coordenadas do ponto  $P$  na época  $t$ ,  $W_P(t_0)$ ,  $g_P(t_0)$ ,  $\vec{X}_P(t_0)$ , e  $\dot{W}_P$ ,  $\dot{g}_P$ ,  $\dot{\vec{X}}_P$  são o potencial, a gravidade e as

coordenadas do ponto  $P$  na época de definição e as suas respectivas velocidades lineares, e  $(t - t_0)$  é a diferença entre a época atual e a época de definição do IHRs.

De acordo com IHDE et al. (2017) as seguintes cinco convenções definem um IHRs:

- O nível de referência vertical é o geopotencial no geóide, ou o parâmetro potencial  $W_0$  do geóide como uma superfície equipotencial do campo da gravidade da Terra.  $U_0 = W_0$  é um parâmetro que define o elipsoide de nível geocêntrico convencional. A relação entre  $W_0$  e o corpo da Terra deve ser definida e reproduzível.
- Os parâmetros, observações e dados devem estar relacionados com o sistema de marés médio/crosta média;
- A unidade de comprimento é o metro (SI). A unidade de tempo é o segundo (SI).
- As coordenadas verticais são as diferenças  $-\Delta W_P$  entre o potencial do campo de gravidade da Terra nos pontos considerados  $W_P$  e o potencial no geóide  $W_0$ . A diferença de potencial  $-\Delta W_P$  é também designada como número geopotencial  $C_P$ :

$$C_P = -\Delta W_P = W_0 - W_P \quad (2.13)$$

- A referência espacial da posição  $P$  para o potencial  $W_P = W(\vec{X})$  é expressa como coordenadas  $\vec{X}$  no ITRS.

O IHRs estabelece uma relação inequívoca entre o campo de gravidade da Terra (gravidade, potencial) e a geometria da Terra. O IHRs deve ser realizado combinando com uma rede de estações globais, um Modelo Global do Geopotencial (MGG) e valores para um conjunto de parâmetros como uma Rede Internacional de Referência de Altitudes (*International Height Reference Frame* - IHRF). O IHRF deve estar de acordo com as convenções subjacentes à definição de um IHRs, especialmente para convenções que esboçam como os elementos podem ser derivados. É importante distinguir entre a definição do IHRs, as altitudes físicas derivadas do IHRF (importante para aplicações e usuários) e a unificação de sistemas de altitude física alinhados a um IHRs definido e realizado.

IHDE et al. (2017) propõem os seguintes elementos para um IHRF:

1. O valor geopotencial de referência  $W_0$  é obtido através de melhores estimativas. O procedimento para a determinação de  $W_0$  deve ser documentado em convenções e diretrizes para assegurar a reprodutibilidade e a interoperabilidade das mudanças.

Na resolução nº 1 de 2015, a IAG estabelece  $W_0 = 62.636.853,4 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$  como realização do valor potencial do nível de referência vertical para o IHRs (SÁNCHEZ; DREWES, 2016).

2. Um elemento central do IHRF é um MGG. A disponibilidade de MGGs de alta resolução como o EGM2008 (PAVLIS et al., 2012), permite realizar uma determinação direta de  $W_P$  introduzindo as coordenadas ITRF  $X\vec{X}$  de qualquer ponto na equação de expansão harmônica esférica que representa um MGG. De acordo com RUMMEL (2004), a precisão média esperada após a aplicação de um destes modelos é de cerca de  $\pm 40$  a  $\pm 60 \text{ cm}^2\text{s}^{-2}$  (equivalente a  $\pm 4$  cm a  $\pm 6$  cm) em regiões bem pesquisadas e cerca de  $\pm 200$  a  $\pm 400 \text{ cm}^2\text{s}^{-2}$  (equivalente a  $\pm 20$  a  $\pm 40$  cm) com casos extremos de  $\pm 10 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$  ( $\pm 1$  m) em regiões pouco pesquisadas. No entanto, a aplicação de diferentes padrões, convenções e procedimentos na estimativa dos SHCs produz discrepâncias bastante grandes nos parâmetros do campo de gravidade derivados dos MGGs. Além disso, a disponibilidade restrita de gravidade terrestre diminui a confiabilidade dos MGGs de graus superiores a 300. Em áreas com poucos dados de gravidade, os graus mais altos dos MGGs não contêm o sinal completo do campo de gravidade da Terra e o chamado erro de omissão aumenta fortemente. Portanto, para a realização do IHRF e aplicações de alta precisão, propõe-se escolher um MGG somente-satélite para aproximação de comprimento de onda longo homogêneo do potencial de gravidade da Terra como uma questão de convenção e refinar este MGG somente-satélite por combinação de altimetria por satélite e dados de gravidade terrestres (aéreos, marinhos).
3. A diferença de potencial  $-\Delta W_P$  em relação a um  $W_0$  convencional deve ser conhecida através de uma rede de observação geodésica de alta precisão existente ( $\pm 1 \times 10^{-2} \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ ), onde podem ser geradas observações para derivar os elementos de definição no nível de qualidade mais elevado possível, consistente com outros Sistemas/Redes de Referência.
4. A rede de referência que realiza o IHRF deve seguir a mesma hierarquia da rede de referência ITRF, ou seja, uma rede global com densificações regionais/nacionais/continentais.

Na atualidade visa-se à combinação de diferentes observações geodésicas em cada estação do IHRF, ou seja coordenadas ITRFyyyy, gravidade, nivelamento e registro marégrafico nos casos das estações costeiras onde estão os data dos SVRs. Isto tem o propósito de contribuir na determinação da velocidade da componente vertical ( $H$ ), que em primeira instância, as convenções da IAG (CVRS V3.0) consideram (AMOS et al., 2007):

$$\dot{h} = \dot{H} \quad (2.14)$$

Em que as velocidades das altitudes físicas ( $H$ ) são derivadas de séries temporais da altitude elipsoidal ( $h$ ) do ITRFyyyy,

$$H_P = H_P^0 + \vec{h}_P^0(t - t_0) \quad (2.15)$$

Onde  $H_P$  e  $H_P^0$  são as altitudes físicas na época atual ( $t$ ) e na época de referência ( $t_0$ ), respectivamente. O termo  $\dot{h}_P^0$  é a velocidade linear da altitude elipsoidal na época de referência.

No entanto, a equação anterior é uma equação muito simplificada, e não consegue expressar um IHRs com os requerimentos atuais ( $\sim 1\text{cm}$ ) devido às importantes variações experimentadas no geóide em algumas regiões no mundo. Neste contexto RANGELOVA, FOTOPOULOS e SIDERIS (2009) tentaram implementar um datum através de um geóide cinemático baseado em observações do GRACE e GPS. Porém, ainda não é considerada uma estratégia viável no estabelecimento de um IHRs.

As observações maregráficas até hoje são um elemento importante no monitoramento da evolução temporal dos data verticais. Desde duas décadas que estas observações são referidas a um sistema de referência global por intermédio do posicionamento geocêntrico, possibilitando assim comparar as tendências em diferentes localidades e remover o efeito da deformação da crosta ou da estrutura do sensor maregráfico, para então obter estimativas absolutas associadas somente ao comportamento do nível do mar. A vinculação de um SVR nacional a um sistema de referência global vem sendo resolvida principalmente por posicionamentos GNSS, e excepcionalmente por posicionamento DORIS, VLBI ou SLR. Estações GNSS de monitoramento contínuo têm mostrado ser a base mais trivial para esta aplicação, particularmente devido à facilidade de uso, a precisão adequada aos propósitos e sua conexão direta com o ITRS com base nos produtos do *International GNSS Service* – IGS. Nestas duas últimas décadas o desenvolvimento tecnológico de radares altímetros tem permitido a implementação da altimetria por satélite como uma técnica para a medição do nível do mar em relação a uma rede de referência geocêntrica bem definida, com uma satisfatória resolução espacial e temporal, em contraste com a alta resolução temporal e baixa resolução espacial dos marégrafos. Portanto, na atualidade, os marégrafos tornaram-se importantes na recuperação das variações de alta frequência, como seiches, maremotos ou tsunamis, ou qualquer evento extremo do nível do mar, bem como outros processos com prazos mais longos, como tendências seculares no nível do mar a partir do início do século XX, desde que os registros estejam disponíveis e sejam desconsiderados os movimentos da crosta terrestre. Por outro lado, as medições dos satélites altímetros parecem ser mais convenientes para determinar a taxa de variação média do nível do mar global devido à abrangente cobertura global (WÖPPELMANN; ZERBINI; MARCOS, 2006) e por estarem vinculados a um Sistema Geodésico de Referência independente dos movimentos da crosta. Apresentam como deficiência a perda de acurácia em regiões costeiras. Num SVR moderno o papel da altimetria por satélites é contribuir principalmente nas seguintes tarefas:

1. Determinação da Superfície Média do Mar (*Mean Sea Level* –MSL) e da TNMM;
2. Desenvolvimento de MGGs para a solução do PVCG no oceano;
3. Permitir continuidade temporal; e



4. Servir como alternativa independente na definição do nível de referência por sua contribuição na determinação do  $W_0$ . Ou atuar como ferramenta complementar em associação com posicionamento GNSS e gravimetria do GRACE.

#### 2.5.2 Estimativas atuais dos efeitos cinemáticos nos SVRs

Efeitos geodinâmicos sobre os sistemas de altitude e gravidade vêm sendo estudados há algumas décadas. Por exemplo, efeitos relacionados com as marés terrestres, soerguimento pós-glacial, variações do nível do mar e deriva polar foram estudados em cidades nórdicas por EKMAN (1989). Nessa pesquisa ele avaliou a incidência dos efeitos permanentes de maré sobre as altitudes geoidais e altitudes elipsoidais obtidas com GPS. CHEINWAY (1997) apresentou resultados da elevação do DV obtidos por GPS, Altimetria por Satélites e dados terrestres. Já no caso da pesquisa de ARDALAN, GRAFAREND e KAKKURI (2003) são apresentados valores de  $W_0$  e a variação temporal baseada em dados GPS e no EGM2008. Atualmente uma série de trabalhos baseados em GPS e GRACE têm sido reportados, estes focados principalmente na inversão das variações de massa observadas pelo GRACE para deslocamentos superficiais com objetivo de avaliar o desempenho do GRACE em relação aos resultados obtidos com posicionamento GPS. DAVIS et al. (2004a) e HAI-HUA, MIN e XU-HUA (2010) perceberam uma boa consistência entre as deformações verticais da superfície obtidas pelo GRACE e com GPS na Bacia do Rio Amazonas e na China, respectivamente. Já no caso de KING et al. (2006), os autores perceberam uma boa consistência do GRACE e GPS nas regiões com grande variação de massa, porém pouca consistência em regiões de variação de massa moderada. GRACE recupera as variações temporais comumente através de um conjunto de coeficientes harmônicos esféricos de *Stokes* expandidos até grau e ordem 60. Embora alguns centros de processamento divulguem coeficientes de variações temporais até grau e ordem 90 ou 120, em geral nos coeficientes acima do grau 60 (ou resolução espacial na ordem de cerca de 330 km) o ruído supera a potência do sinal. Neste caso estes coeficientes não contêm energia suficiente para discriminá-los dos coeficientes estimados para o campo médio. Com base nestes coeficientes, muitas grandezas associadas ao campo da gravidade podem ser obtidas, e.g., anomalia de altitude, anomalia da gravidade, altitude geoidal, potencial perturbador, etc.

Cabe salientar que as múltiplas pesquisas desenvolvidas com base em dados GNSS e GRACE referidas visam recuperar por intermédio do GRACE o mesmo sinal obtido com base no GNSS, ou seja um deslocamento geométrico, mas não a variação do geoide ( $\dot{N}$ ). E, para o caso da recuperação das variações verticais por posicionamento GNSS, tem-se concluído que efeitos locais e sinais periódicos espúrios influenciam consideravelmente a solução obtida devido ao efeito de aliasing (TREGONING et al., 2009).

As novas gerações de gravímetros absolutos e relativos têm permitido estudos relacionados com a estimativa das variações de longo período da gravidade associadas a efeitos de marés terrestres, movimento do polo, carregamento oceânico e armazenamento continental de

água (BOY; HINDERER, 2006). Porém, estes aspectos têm sido pouco aplicados no acompanhamento da evolução das deformações verticais em vista de serem observações localizadas em poucos pontos da superfície física da Terra.

A missão gravimétrica GRACE tem permitido recuperar variações temporais do campo da gravidade com precisão adequada a muitas aplicações e com resolução temporal de até dez dias (usada comumente a de um mês). Assim, tornou-se uma ferramenta fundamental para muitas áreas científicas. Na Geodésia, umas das principais aplicações do GRACE é a determinação das variações do geoide  $\dot{N}$  ou das anomalias da gravidade ( $\frac{d\Delta g}{dt}$ ). Neste contexto, atualmente é possível combinar observações de GNSS e GRACE com vista à estimativa da evolução temporal dos sistemas de altitudes envolvidas na equação clássica de altitudes (HOFMANN-WELLENHOF; MORITZ, 2005),

$$H = h - N \quad (2.16)$$

Em que  $H$ ,  $h$  e  $N$  são as altitudes ortométrica, elipsoidal e geoidal respectivamente. Ou seja a equação 2.16 pode tomar a seguinte forma em termos variações no tempo,

$$\dot{H} = \dot{h} - \dot{N} \quad (2.17)$$

A equação 2.16 pode ser expressa em termos de componentes estáticas, tendências, e componentes anuais e semianuais como (em analogia com RANGELOVA, FOTOPOULOS e SIDERIS (2009)):

$$H(\Theta, t_0) + \dot{H}(\Theta)(t_0 - t) + \bar{H}(\Theta, t) = \left[ h(\Theta, t_0) + \dot{h}(\Theta)(t_0 - t) + \bar{h}(\Theta, t) \right] - \left[ N(\Theta, t_0) + \dot{N}(\Theta)(t_0 - t) + \bar{N}(\Theta, t) \right] \quad (2.18)$$

Em que  $H$  é a altitude ortométrica,  $h$  a altitude elipsoidal,  $N$  a altitude geoidal,  $\dot{H}$ ,  $\dot{h}$ ,  $\dot{N}$  e  $\bar{H}$ ,  $\bar{h}$ ,  $\bar{N}$  são as variações temporais lineares e as componentes cíclicas das altitudes ortométrica, elipsoidal e geoidal, respectivamente,  $\Theta$  são as coordenadas geodésicas ( $\varphi, \lambda$ ),  $t_0$  é a época de referência, e  $t$  a época atual. Embora, na atualidade, seja possível estimar estas componentes, excepcionalmente modelos cinemáticos para SVRs têm sido explorados. Um caso é o modelo apresentado em 2.18 baseado em componentes lineares e cíclicas. Porém, em muitas regiões, efeitos não lineares importantes atuam sobre os SVRs tais como terremotos e atividades vulcânicas. Então, nestas regiões, modelos mais rigorosos devem ser implementados. Um modelo cinemático rigoroso de trajetória para as altitudes poderia ser análogo ao Modelo de Trajetória apresentado por BEVIS e BROWN (2014). Este modelo envolve uma componente

de tendência ( $H_{trend}$ ), uma componente associada ao efeito cossísmico ( $H_{jumps}$ ), outra para os efeitos cíclicos ( $H_{cycles}$ ) agrupadas de forma sinóptica como:

$$H_{trend} + H_{jumps} + H_{cycles} \quad (2.19)$$

Tal que de forma mais rigorosa para uma época  $t$  tem-se:

$$H(t) \cong H(t_0) + \dot{H}(t - t_0) + \sum_{k=1}^{n_f} H(t)_{osc_k} + \sum_{j=1}^{n_J} H(t)_{jump_j} + \sum_{i=1}^{n_T} H(t)_{trans_i} \quad (2.20)$$

$$H(t) \cong \left[ h(t_0) + \dot{h}(t - t_0) + \sum_{k=1}^{n_f} h(t)_{osc_k} + \sum_{j=1}^{n_J} h(t)_{jump_j} + \sum_{i=1}^{n_T} h(t)_{trans_i} \right] - \left[ N(t_0) + \dot{N}(t - t_0) + \sum_{k=1}^{n_f} N(t)_{osc_k} + \sum_{j=1}^{n_J} N(t)_{jump_j} + \sum_{i=1}^{n_T} N(t)_{trans_i} \right] \quad (2.21)$$

Em que  $t_0$  é a época de definição, o ponto sobre as respectivas altitudes representa as velocidades lineares, o sub índice  $osc_k$ ,  $jump_j$  e  $trans_i$  são a amplitude da componente periódica  $k$  (e.g. efeito hidrológico anual e semi-anual), possíveis saltos  $j$  associado com efeitos naturais ou instrumentais (e.g. efeitos cossísmicos; troca de antena GNSS), e  $i$  o termo de deformação pós-sísmica respetivamente.

Deve ser destacado que a manutenção temporal de um SVR também deve envolver as deformações verticais produzidas na região costeira, fenómeno que é atualmente estudado com base em observações de altimetria por satélite e registros maregráficos associados com GNSS, estratégia que em geral tem alcançado precisões de alguns milímetros por ano (GARCÍA et al., 2012).

Nesta abordagem as deformações verticais da crosta são obtidas como:

$$\dot{u}(\varphi, \lambda) = \dot{s}_a(\varphi, \lambda) - \dot{t}_g(\varphi, \lambda) \quad (2.22)$$

Em que  $\dot{u}$  é a deformação vertical da crosta,  $\dot{s}_a$  a a variação do nível do mar observada pelo satélite e  $\dot{t}_g$  é a variação da superfície do nível do mar observada pelo marégrafo (Ver MONTECINO et al. (2017)).

Outra metodologia atual para a estimativa da variação temporal do parâmetro  $W_0$  com base em dados de satélites altímetros e MGGs, é resumida na sequência. Lembrando que o geopotencial num ponto  $P$  é dado por (FREEDEN, 1985; LAMBECK, 1988):

$$W(\theta, \lambda, r) = \frac{GM}{r} \sum_{n=0}^{\infty} \sum_{m=0}^n \left( \frac{R}{r} \right)^{n+1} P_{nm}(\sin \theta) \left[ \bar{C}_{nm} \cos(m\lambda) + \bar{S}_{nm} \sin(m\lambda) \right] + \frac{1}{2} \omega^2 r^2 \cos^2 \theta \quad (2.23)$$

Em que  $\theta, \lambda, r$  são a latitude esférica, a longitude e o vetor posição de  $P$  respectivamente,  $GM$  é o produto da constante gravitacional e a massa da Terra,  $R$  é o raio médio da Terra,  $\omega$  é a velocidade angular da Terra,  $\bar{C}_{nm}$  e  $\bar{S}_{nm}$  são os SHCs completamente normalizados de grau  $n$  e ordem  $m$  e  $P_{nm}$  são as funções associadas de *Legendre*. Então, se a altitude geoidal e a distribuição de massas muda, o valor do geopotencial também muda, isto implicando em:

$$\Delta W(\theta, \lambda, r) = \left. \frac{\partial W_0}{\partial r} \right|_{P_0} \Delta r + \left. \frac{\partial W_0}{\partial \bar{C}_{nm}} \right|_{P_0} \Delta \bar{C}_{nm} + \left. \frac{\partial W_0}{\partial \bar{S}_{nm}} \right|_{P_0} \Delta \bar{S}_{nm} \quad (2.24)$$

O primeiro termo do lado direito da equação 2.24 está relacionado com as mudanças na altitude geoidal e pode ser escrito como:

$$\left. \frac{\partial W_0}{\partial r} \right|_{P_0} = \left( -\frac{GM}{r} \sum_{n=0}^{\infty} (n+1) \left( \frac{R}{r} \right)^{n+2} \sum_{m=0}^n P_{nm}(\sin \theta) [\bar{C}_{nm} \cos m\lambda + \bar{S}_{nm} \sin m\lambda] \right) \quad (2.25)$$

No entanto, os outros termos são as mudanças sob os SHCs:

$$\left. \frac{\partial W_0}{\partial \bar{C}_{nm}} \right|_{P_0} = \frac{GM}{r} \left( \frac{R}{r} \right)^{n+1} P_{nm}(\sin \theta) \cos m\lambda \quad (2.26)$$

e,

$$\left. \frac{\partial W_0}{\partial \bar{S}_{nm}} \right|_{P_0} = \frac{GM}{r} \left( \frac{R}{r} \right)^{n+1} P_{nm}(\sin \theta) \sin m\lambda \quad (2.27)$$

Na equação 2.24,  $\Delta \bar{C}_{nm}$  e  $\Delta \bar{S}_{nm}$  são recuperados desde o GRACE e  $\Delta r$  é obtido de altimetria por satélites, onde pode ser aproximado por  $\Delta r = \Delta N$ , sendo  $N$  a altitude geoidal (DAYOUB; EDWARDS; MOORE, 2012).

## 2.6 SISTEMAS DE MARÉ PERMANENTES NAS DIFERENTES OBSERVÁVEIS GEODÉSICAS

A tendência atual na Geodesia é integrar observações geodésicas oriundas de diferentes técnicas/sensores, com o fim de estabelecer sistemas de observação da Terra, onde as estruturas geodésicas e as suas variações temporais são a base destes sistemas. Neste contexto, a comparação e integração de informações geodésicas precisam de um tratamento padrão, consistente, e confiável. No caso dos SVR, efeitos importantes de serem tratados referem-se às marés terrestres, tanto as componentes variáveis no tempo, principalmente na integração com o GNSS, quanto os efeitos permanentes configurados nos sistemas: livre de maré; de maré

médio e; maré zero. Por exemplo, no caso da gravidade e do geopotencial, o sistema de maré indicado pela IAG Resolução N°16 é o sistema de maré zero (AMOS et al., 2007). De uma forma bastante sintética destaca-se que as altitudes convencionais oriundas dos SVR estão num sistema de maré médio. Já no caso do posicionamento GPS, este é vinculado a um sistema livre de maré. Em consequência, estratégias que visam combinar observações de diferentes fontes (e.g.  $H, N, h$ ), devem transformar as grandezas num mesmo sistema de maré. As expressões, neste caso restritas às discussões relativas a altitudes e que relacionam os diferentes sistemas de maré são (EKMAN, 1989):

$$\Delta H_m - \Delta H_n = 0,296 \cdot \gamma (\sin^2 \varphi_N - \sin^2 \varphi_S) \quad (m) \quad (2.28)$$

$$\Delta N_m - \Delta N_n = (1 + k)(0,099 - 0,296 \sin^2 \varphi_S) \quad (m) \quad (2.29)$$

$$\Delta h_m - \Delta h_n = -0,296 \cdot h (\sin^2 \varphi_N - \sin^2 \varphi_S) \quad (m) \quad (2.30)$$

A equação 2.28 é utilizada para converter diferenças de altitude da crosta sem maré acima do geóide sem maré ( $\Delta H_n$ ) para a diferenças de altitude de uma crosta média acima do geóide ( $\Delta H_m$ ), e é apropriado para o tratamento do nivelamento. A equação 2.29 converte as altitudes do geóide sem maré ( $\Delta N_n$ ) acima do elipsoide para as altitudes do geóide médio ( $\Delta N_m$ ), e a fórmula 2.30 converte diferenças de altitude de uma crosta sem maré ( $\Delta h_n$ ) acima do elipsoide para diferenças de altitude de uma crosta média ( $\Delta h_m$ ), e é usado para altitudes elipsoidais obtidas com o GNSS. Nesta equação  $\gamma$ ,  $\kappa$  e  $h$  são os números de *love* (números de *love* de maré e *Shida*), e  $\varphi_N$  e  $\varphi_S$  referem-se à latitude geocêntrica da estação mais ao norte e mais ao sul, respectivamente.

## 2.7 SISTEMA DE ALTITUDES NA AMÉRICA DO SUL

Os data verticais atualmente em uso na América Latina estão vinculados a diferentes realizações do NMM e em diferentes épocas. Eles não levam em conta as variações das altitudes e do nível de referência no tempo. Na maioria dos países, as redes verticais foram processadas sem aplicar as correspondentes reduções de gravidade às altitudes niveladas. Estes data apresentam grandes discrepâncias entre países vizinhos, impossibilitando o intercâmbio de dados tanto em escala local, regional como na escala global, e eles não são capazes de apoiar a determinação de altitudes práticas usando GNSS (SANCHEZ; BRUNINI, 2009). A geometria das redes verticais nacionais apresentam fortes limitações em termos de conexões entre linhas de nivelamento, circuitos propícios para o ajustamento, como também grandes extensões territoriais ainda não cobertas (e.g. amazonas) (ver figura 6). Em contrapartida, dentro do Sistema de Referência Geocêntrico para as Américas (SIRGAS), o GTIII busca a definição de um Sistema Vertical de Referência SIRGAS unificado moderno (SVRS) e o estabelecimento

do seu referencial correspondente (Rede Vertical de Referência SIRGAS-RVRS) baseado em números geopotenciais relacionados atualmente ao IHRs. Neste contexto, o novo sistema de referência vertical deve: i) referir-se a um nível de referência global unificado  $W_0$ ; ii) ser realizado por altitudes físicas adequadas (derivadas do nivelamento geométrico em combinação com reduções de gravidade); iii) ser vinculado à referência geométrica SIRGAS, e iv) ser associado a uma determinada época de referência, ou seja, deve considerar a mudança de coordenadas e referenciais com o tempo (DREWES et al., 2002; DE FREITAS, 2015; SANCHEZ, 2007).

A recomendação oficial do SIRGAS sobre a altitude física é introduzir altitudes normais. No entanto, como alguns países querem adotar altitudes ortométricas, foi decidido que o novo sistema de referência vertical é definido em termos de geopotencial ( $W_0$  como nível de referência e número geopotencial como coordenadas primárias), e então, na realização, cada país pode introduzir as altitudes físicas desejadas com sua respectiva superfície de referência: o geoide ou quase-geoide. Uma vez que estas superfícies não são idênticas nos continentes, o nível de referência global  $W_0$  deve ser definido onde eles coincidem, isto é, no oceano, e então ser estendida sobre os continentes (SANCHEZ, 2007). Com relação a isso, o SIRGAS-GTIII participa ativamente do grupo de trabalho 0.1.2 da IAG (Estratégias para realização do IHRs), onde os problemas referentes ao  $W_0$  são intensamente discutidos a fim de formular uma recomendação oficial da IAG sobre este valor de referência.

Recentemente os preceitos SIRGAS em relação ao SVRS podem ser resumidos como (DE FREITAS, 2016):

- Referido a um nível de referência global  $W_0$  do IHRs;
- Realizado por altitudes físicas adequadas [ $H_P = f(C_P)$ ];
- Conectado ao componente geométrico do SIRGAS;
- Associado a um período de referência específico; ou seja, deve-se considerar as variações temporais das coordenadas e da rede;
- Vinculado com um perfil das estações GGRF.

Uma das bases atuais para a realização do SVRS corresponde à estrutura SIRGAS2000 configurada pelas estações GNSS de rastreamento contínuo (SIRGAS-CON). Esta rede contém as estações do referencial SIRGAS95, os principais marégrafos de cada país, e algumas estações nas fronteiras para conectar as redes de nivelamento de primeira ordem entre países vizinhos (LUZ et al., 2002). Estas estações referem-se ao sistema SIRGAS, devem ser ligadas por nivelamento com os marégrafos de referência e seu número geopotencial deve ser conhecido. Como as densificações nacionais do SIRGAS incluem um número crescente de estações permanentes, algumas delas também são integradas no referencial vertical materializado pelas redes de nivelamento de cada país.

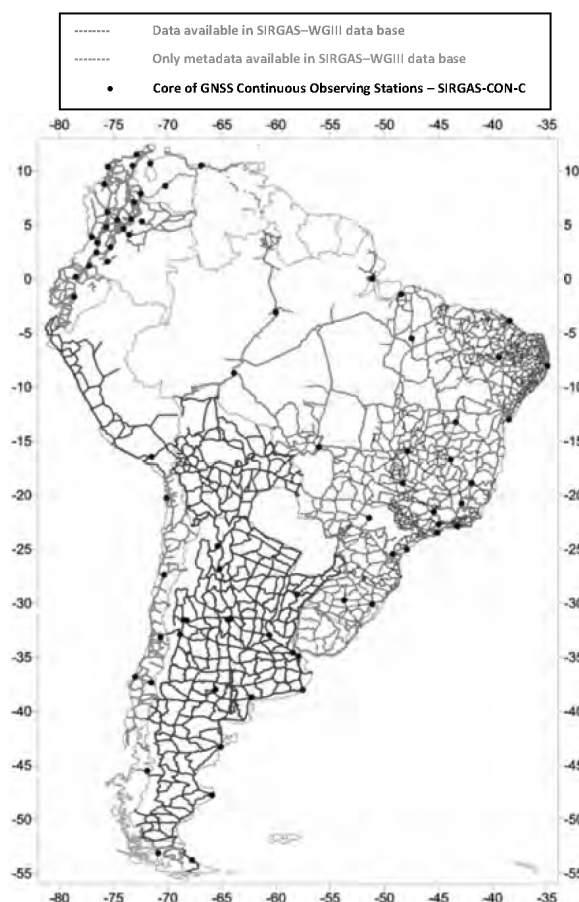


FIGURA 6 – Linhas de nivelamento com gravidade postas à disposição do SIRGAS-GTIII

Fonte: Adaptado de BRUNINI et al. (2011)

## 2.8 MODELAGEM DO CAMPO DA GRAVIDADE E A MISSÃO GRACE

### 2.8.1 Representação global do campo da gravidade terrestre

Aspectos vinculados ao campo da gravidade terrestre podem ser obtidos em termos: locais (e.g. GPS/Nivelamento); regionais (e.g. geoide gravimétrico); e globais (e.g. MGGs). Nesta pesquisa somente a representação global será revisada.

O ponto de partida é fundamentado em um dos aspectos do problema fundamental da Geodesia - se o campo da gravidade pode ser determinado a partir de medições sobre a superfície da Terra e em seu exterior, sem o conhecimento da sua estrutura interna de distribuição de densidades. Os dois parâmetros de entrada para a determinação são as medidas sob ou fora do contorno e do conhecimento do comportamento espacial descrito por equações diferenciais parciais. Este tipo de problema é chamado de Problema do Valor de Contorno (*Boundary Value Problem* - BVP). No caso particular da Geodesia, em uma visão clássica, as medições não podem ser feitas no contorno, uma vez que é esta a superfície desconhecida. Este tipo de problema do valor de contorno é conhecido como o Problema do Valor de Contorno da Geodesia. O comportamento do potencial gravitacional ( $V$ ) fora do contorno é descrito pela

equação de *Laplace*:

$$\Delta V = \nabla^2 V = 0 \quad (2.31)$$

Em que  $\Delta$  é o laplaciano, e  $\nabla$  é o operador Nabla (vetor da primeira derivada parcial). Qualquer representação do  $V$  deve satisfazer esta equação. Lembrando que,

$$V = G \iiint_{\sigma} \frac{dm}{l} = G \iiint_{\sigma} \frac{\rho}{\sqrt{(X - X')^2 + (Y - Y')^2 + (Z - Z')^2}} d\sigma \quad (2.32)$$

Em que  $l$  é a distância entre o elemento de massa  $dm = \rho \cdot d\sigma$  e o ponto  $P$  de coordenadas  $X, Y, Z$  vinculadas a um sistema terrestre geocêntrico.

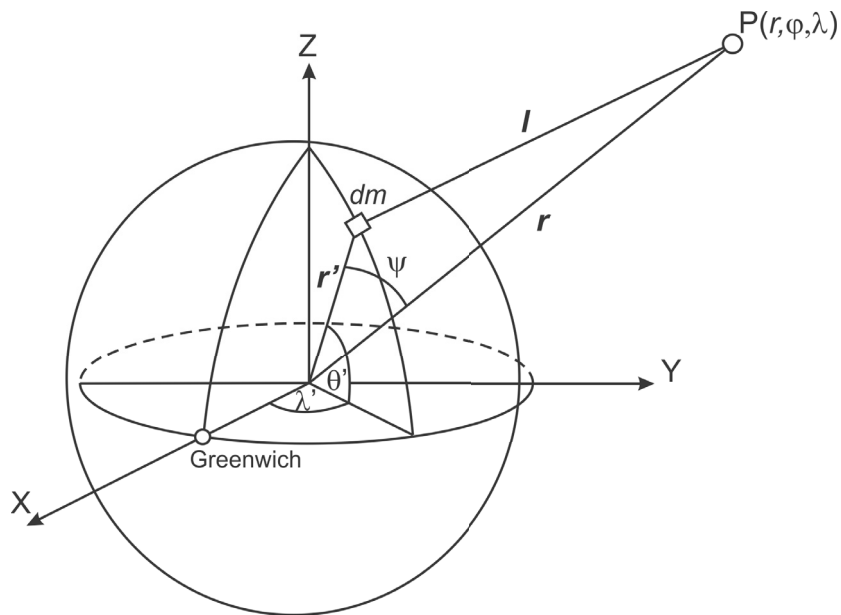


FIGURA 7 – Potencial de um corpo sólido

Fonte: O autor

É conveniente expandir em termos de funções harmônicas, devido a que tais funções são também soluções da equação de Laplace. Os SHCs são particularmente convenientes para representar observações feitas sobre a superfície de uma esfera, que pode ser uma aproximação da superfície terrestre, e que, portanto, facilita a inversão geofísica dos conjuntos de dados globais (LAMBECK, 1988). Então a distância na equação 2.32 pode ser expressa como:



$$l = \sqrt{r^2 + r'^2 - 2rr' \cdot \cos \psi} \quad (2.33)$$

$$l^{-1} = r^{-1} \left( 1 + \left( \frac{r'}{r} \right)^2 - 2 \frac{r'}{r} \cos \psi \right)^{-\frac{1}{2}} \quad \text{para } r' < r \quad (2.34)$$

$$l^{-1} = \frac{1}{r} \sum_{n=0}^{\infty} \left( \frac{r'}{r} \right)^n P_n \cos \psi \quad (2.35)$$

Em que  $\psi$  é o ângulo geocêntrico entre o ponto  $P$  (locação do ponto de massa unitária) e  $P'$  (posição do elemento de massa  $dm$ ), e é expresso como:

$$\cos \psi = \cos \theta \cdot \cos \theta' + \sin \theta \cdot \sin \theta' \cdot \cos(\lambda' - \lambda) \quad (2.36)$$

E  $r, \theta, \lambda$  são as coordenadas esféricas de  $P$ , e  $P_n(\cos \psi)$  são os polinômios de *Legendre* convencionais de grau  $n$ , e que são calculados para o argumento  $t = \cos \psi$ , por intermédio de:

$$P_n(t) = \frac{1}{2^n n!} \frac{d^n}{dt^n} (t^2 - 1) \quad (2.37)$$

Um cálculo rápido é possível com a fórmula de recorrência:

$$P_n(t) = \frac{2n-1}{n} t P_{n-1}(t) - \frac{n-1}{n} P_{n-2}(t), \quad n \geq 2 \quad (2.38)$$

Utilizando o teorema da adição de *Legendre* (KELLER, 2004), tem-se:

$$P_n(\cos \psi) = P_n(\cos \theta) P_n(\cos \theta') + 2 \sum_{m=1}^n \frac{(n-m)}{(n+m)} \left\{ \begin{array}{l} P_{nm}(\cos \theta) \cos(m\lambda) P_{nm}(\cos \theta') \cos(m\lambda') + \\ P_{nm}(\cos \theta) \sin(m\lambda) P_{nm}(\cos \theta') \sin(m\lambda') \end{array} \right\} \quad (2.39)$$

Em que uma vez mais  $P_{nm}(\cos \theta)$  são as funções associadas de *Legendre* de grau  $n$  e ordem  $m$ , para os argumentos  $t = \cos \theta$  ou  $t = \cos \theta'$ .

As funções associadas de *Legendre* do tipo  $P_{nm}(t)$ , são:

$$P_{nm}(t) = (1-t^2)^{\frac{m}{2}} \frac{d^m}{dt^m} P_n(t) \quad (2.40)$$

Agora substituindo a equação 2.35 e a equação 2.39 no potencial definido pela equação 2.32 tem-se (c.f. TORGE e MÜLLER (2012)):

$$V = \frac{G}{r} \sum_{n=0}^{\infty} \sum_{m=0}^n k \frac{(n-m)!}{(n+m)!} \times \frac{1}{r} \left\{ \begin{array}{l} P_{nm}(\cos \theta) \cos(m\lambda) \int \int \int_{\sigma} (r')^n P_{nm}(\cos \theta') \cos(m\lambda') dm + \\ P_{nm}(\cos \theta) \sin(m\lambda) \int \int \int_{\sigma} (r')^n P_{nm}(\cos \theta') \sin(m\lambda') dm \end{array} \right\} \quad (2.41)$$

Em que

$$k = \begin{cases} 1 & \text{se } m = 0 \\ 2 & \text{se } m \neq 0 \end{cases} \quad (2.42)$$

Ou seja, os coeficientes são definidos como:

$$C_{n0} = C_n = \frac{1}{M} \int \int \int_{\sigma} \left( \frac{r'}{a} \right)^n P_n(\cos \theta') dm \quad \text{para } m = 0 \quad (2.43)$$

e

$$\left\{ \begin{array}{l} C_{nm} \\ S_{nm} \end{array} \right\} = \frac{2}{M} \frac{(n-m)!}{(n+m)!} \int \int \int_{\sigma} \left( \frac{r'}{a} \right)^n P_{nm}(\cos \theta') \left\{ \begin{array}{l} \cos(m\lambda') \\ \sin(m\lambda') \end{array} \right\} dm \quad \text{para } m \neq 0 \quad (2.44)$$

Em que  $a$  é o semi-eixo maior do elipsoide adotado.

Então, pode ser inferido que os coeficientes  $C_{nm}$  e  $S_{nm}$  representam a integral de funções de distribuição de massa no planeta.

Agora, considerando os coeficientes completamente normalizados de  $C_{nm}$  e  $S_{nm}$ ,

$$\left\{ \begin{array}{l} \bar{C}_{nm} \\ \bar{S}_{nm} \end{array} \right\} = \sqrt{\frac{(n+m)!}{k(2n+1)(n-m)!}} \left\{ \begin{array}{l} C_{nm} \\ S_{nm} \end{array} \right\}; \quad k = \begin{cases} 1 & \text{para } m = 0 \\ 2 & \text{para } m \neq 0 \end{cases} \quad (2.45)$$

O campo gravitacional da Terra pode ser expresso como um somatório de funções harmônicas esféricas na forma (HEISKANEN; MORITZ, 1967):

$$V(\theta, \lambda, r) = \frac{GM}{r} \sum_{n=0}^{\infty} \left( \frac{R}{r} \right)^{n+1} \sum_{m=1}^n [\bar{C}_{nm} \cos(m\lambda) + \bar{S}_{nm} \sin(m\lambda)] \bar{P}_{nm}(\cos \theta) \quad (2.46)$$

Em que  $R$  é o raio médio da Terra,  $n$ ,  $m$  e  $\lambda$  são o grau, ordem e a longitude.  $G$  é a constante de gravitação universal,  $M$  a massa da Terra incluindo a atmosfera e  $\bar{P}_{nm}$  são as funções associadas de Legendre. A expansão em série representa uma decomposição integral

em estruturas do campo de comprimentos de onda  $\frac{360^\circ}{n}$  com resolução  $\frac{180^\circ}{n}$ . A análise espectral permite somente conhecer as grandes contribuições de massa terrestres produto da limitada resolução espacial dos modelos do geopotencial.

A diferença entre o potencial real ( $W$ ) e normal ( $U$ ) gera o potencial perturbador ( $T$ ) (HEISKANEN; MORITZ, 1967), o qual é expresso como:

$$T(\theta, \lambda, r) = \frac{GM}{r} \sum_{n=2}^{\infty} \left(\frac{R}{r}\right)^n \sum_{m=0}^n [\Delta\bar{C}_{nm} \cos(m\lambda) + \Delta\bar{S}_{nm} \sin(m\lambda)] \bar{P}_{nm}(\cos \theta) \quad (2.47)$$

Em que  $\Delta\bar{C}_{nm}$  e  $\Delta\bar{S}_{nm}$  são as diferenças entre os SHCs normalizados do campo real e normal.

Note-se que a expansão começa com  $n = 2$ , devido a que é assumido que o centro do referencial em que estão referidas as coordenadas geodésicas coincide com o centro de massa da Terra ( $C_{10} = C_{11} = S_{11} = 0$ ) uma vez que tais coeficientes refletem o momento de primeira ordem da distribuição das massas e que representam as coordenadas do centro de massa).

A partir do Potencial Perturbador é possível recuperar uma série de grandezas associadas a processos geofísicos (ver tabela 3):

TABELA 3 – Grandezas associadas ao potencial perturbador

Grandeza	Funcional ( $F_n$ )	Unidade
Altitude Geoidal	$R$	m
Potencial gravitacional	$GM/R$	$m^2/s^2$
Anomalia da gravidade	$(n-1)\frac{GM}{R^2}10^5$	mGal
Primeira derivada radial	$-(n+1)\frac{GM}{R^2}10^5$	mGal
Segunda derivada radial	$(n+1)(n+2)\frac{GM}{R^3}10^9$	E
Gradiente na superfície	$\sqrt{n(n+1)}$	rad
Coluna de água equivalente	$\frac{\rho_{ave}}{3\rho_w} \frac{2n+1}{1+k_n} R$	m
Densidade de massa superficial	$\frac{\rho_{ave}}{3} \frac{2n+1}{1+k_n} R$	$\frac{kg}{m^2}$
Deformação vertical visco elástica	$1,1677 \cdot n - 0,5233$	m
Deformação vertical elástica	$R \frac{h_1}{1+k_1}$	m
Deformação horizontal elástica	$R \frac{n_1}{1+k_1}$	m

Fonte: Adaptado de RUMMEL e GELDEREN (1995).

## 2.8.2 Descrição do GRACE

Nas últimas décadas o rastreamento de satélites artificiais na órbita da Terra tem-se tornado o meio principal para determinar o campo gravitacional da Terra. Dado que o movimento dos satélites é dependente do campo gravitacional, pode-se inverter a solução da órbita baseada na observação do monitoramento do satélite para obter o campo gravitacional (Wahr et al., 1998). Considerados os efeitos da rotação da Terra e as posições dos pontos é possível determinar o correspondente campo da gravidade. As missões como *LAser GEOdynamics*

*Satellite* - LAGEOS e *Challenging Minisatellite Payload* - CHAMP tiveram como um dos objetivos observar as mudanças de gravidade, mas devido à elevada altitude do LAGEOS, este forneceu informações dos longos comprimentos de onda, com baixa resolução espacial. A missão CHAMP foi a primeira missão dedicada à gravimetria por satélite, mas devido à baixa precisão e resolução do CHAMP, uma nova missão da gravimetria por satélite foi lançada. Esta missão foi nomeada GRACE (WAHR; MOLENAAR; BRYAN, 1998) a qual é uma missão conjunta da *Aeronautics and Space Administration* - NASA e do *Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt* - DLR. Foi lançada em 17 de março de 2002 com o objetivo de fornecer estimativas dos modelos de alta resolução globais do campo gravitacional da Terra com resolução temporal de 2 a 4 semanas com uma precisão sem precedentes, por um período de até cinco anos (WAHR; MOLENAAR; BRYAN, 1998; TAPLEY et al., 2004b). A missão GRACE consistia em dois satélites com órbita baixa em torno da Terra a uma altitude de 480-500 km, onde um deles segue o outro mantendo uma distância inter-satélite de cerca de 220 km (ver figura 8). Foi recentemente extinta em 17 de outubro de 2017 após mais de 15 anos de operação, triplicando a vida útil inicialmente estimada.

De acordo com a teoria da conservação de energia mecânica, a soma da energia cinética do satélite e da energia potencial é conservada,

$$\frac{1}{2}m \cdot \Delta v = -\Delta V \quad (2.48)$$

Em que  $m$  e  $v$  são a massa e a velocidade do satélite respectivamente, e  $V$  é o potencial gravitacional. As quantidades reais observadas pelo GRACE são a taxa de variação da distância entre os dois satélites, que contém informações sobre o campo da gravidade. As forças não-gravitacionais, como a resistência ao ar (*air drag*), são medidas em cada satélite usando um acelerômetro eletrostático de alta precisão. As posições do satélite são medidas com alta precisão usando receptores GPS a bordo. O GRACE pôde mapear o campo gravitacional global a cada 30 dias com uma resolução espacial de algumas centenas de quilômetros com a precisão ao nível do  $\mu gal$  (SCHMIDT et al., 2008). Uma vez recebidas as observações de distância entre satélites (*K-band*), as perturbações detectadas e as informações posicionais ao longo das órbitas, pelos centros de processamento, estes produziam um conjunto de SHCs para cada mês (ou menos).

O GRACE permitiu quantificar globalmente o campo gravitacional variável no tempo, o que é importante para a compreensão das redistribuições das massas dentro e sobre a Terra. Até agora, o GRACE detectou vários tipos de sinais de redistribuição de massa relevantes para vários campos de pesquisa em ciências da Terra.

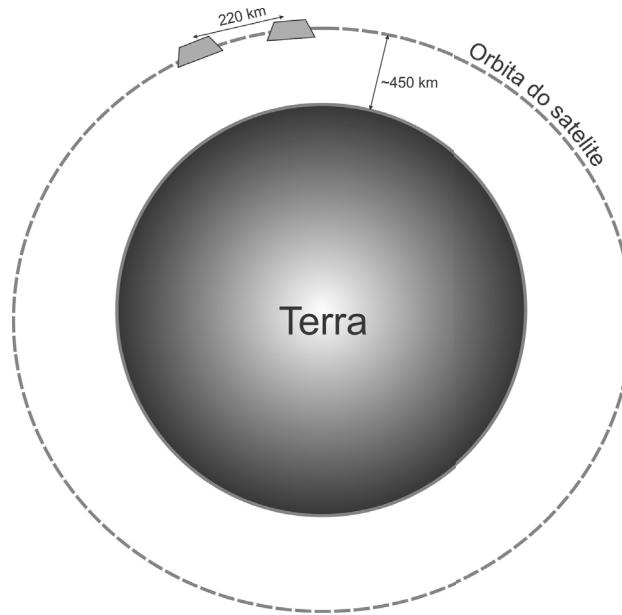


FIGURA 8 – Princípio de observação dos satélite GRACE

Fonte: O autor

Com base nos SHCs fornecidos pelo GRACE, uma série de grandezas associadas a processos geofísicos podem ser estimadas a partir da seguinte expressão:

$$\Delta\chi(\theta, \lambda, r) = \sum_{n=2}^{n_{max}} \sum_{m=0}^n F_n \bar{P}_{nm}(\cos \theta) \left[ \Delta\bar{C}_{nm} \cos(m\lambda) + \Delta\bar{S}_{nm} \sin(m\lambda) \right] \quad (2.49)$$

O termo  $F_n$  (ver tabela 3) vai definir o tipo de funcional  $\chi$  que se quer recuperar (e.g. altitude geoidal, anomalia de gravidade, coluna de água equivalente, deformação vertical) (DARBEHESHTI et al., 2013).

### 2.8.3 Processamento e níveis de dados

Os dados do GRACE são divididos em três níveis: nível-1B, nível 2 e nível 3. Eles são distribuídos para o público através do *Physical Oceanography Distributed Active Archive Center* (PO.DAAC: <http://podaac.jpl.nasa.gov/>) e *Information Systems and Data Center* (ISDC: <http://isdc.gfz-potsdam.de>). Os produtos nível 1B incluem a distância inter-satélite, variação da distância, taxa de aceleração, as acelerações não-gravitacionais de cada satélite, as órbitas, etc. Os produtos de Nível-2, que são construídos pelos produtos do Nível-1B são fornecidos como as estimativas mensais do campo de gravidade em uma forma de SHCs (coeficientes de *Stokes*). Ocasionalmente, vários meses de dados são combinados para produzir uma estimativa do campo de gravidade estático. Os produtos de nível-3 apresentam a grandeza processada (e.g. anomalias da gravidade, coluna de água equivalente, altitude geoidal, etc) em cada ponto de grade. Eles são derivados a partir dos produtos do nível-2 após a aplicação de filtros espaciais

adequados para reduzir os ruídos dos curtos comprimentos de onda. Os dados dos satélites GRACE são processados por vários centros de análise de dados. Entre os centros dedicados a estas tarefas tem-se:

- *The University of Texas Center for Space Research (UTCSR)* (BETTADPUR, 2012)
- *GeoForschungsZentrum Potsdam (GFZ)* (DAHLE et al., 2013)
- *Jet Propulsion Laboratory (JPL)* (WATKINS, 2012)
- *Tongji University* (SHEN et al., 2013)

Como os métodos para processamento de dados variam de acordo com cada instituto, há leves diferenças nos dados de gravidade fornecidos por estes centros. Uma análise da qualidade das soluções dos centros CSR, GFZ, GRGS, e JPL com base na técnica *generalized N-cornered hat* pode ser revisada em (FERREIRA et al., 2016).

As soluções mensais do campo da gravidade geralmente estão disponíveis num desenvolvimento até o grau e ordem 60, equivalente à resolução espacial de  $\sim 300$  km. Convencionalmente, o coeficiente dinâmico de forma da Terra, expressa no coeficiente de *Stokes*  $J_2 = -\sqrt{5}C_{20}$  no GRACE é substituído com os coeficientes obtidos de SLR (CHENG; TAPLEY, 2004), porque o sistema GRACE é insensível às mudanças de componentes de longo comprimento de onda. Além disso, a gravimetria por satélite não consegue medir o movimento do geocentro da Terra (coeficientes  $C_{10}$ ,  $C_{11}$ ,  $S_{11}$ ).

#### 2.8.4 Erros e filtragem usados nos dados GRACE

Nas observações GRACE, basicamente podem-se identificar três tipos de erros, estes são: ruídos nos curtos comprimentos de onda (WAHR; SWENSON; VELICOGNA, 2006); erro provocado pelo alto grau de correlação espacial nos coeficientes (par e ímpar) de alto grau e ordem que introduz listras no sentido Norte-Sul (conhecido como efeito “*stripes*”) (SWENSON; WAHR, 2006) (ver figura 9); e o erro relacionado com a fuga do sinal na região alvo para as áreas circundantes, isto causando um amortecimento de amplitude do sinal na região (conhecido como “*leakage*”) (WAHR; MOLENAAR; BRYAN, 1998). Em consequência, o processamento dos dados GRACE, além dos processos de inversão geofísica, visa remover ou mitigar os efeitos destes erros nos resultados.

Em geral, os filtros usados no processamento de dados GRACE podem ser divididos em duas categorias: filtros determinísticos; e filtros estocásticos.

No caso do projeto dos filtros determinísticos, a função de impulso-resposta do filtro é predefinida, o que implicitamente significa que as frequências que contém o sinal e aquelas dominantes nos ruídos são predefinidas. Isto implica que se deve ter uma ideia acerca do conteúdo do sinal e ruído nas diversas frequências envolvidas. Alguns exemplos de filtros

determinísticos são apresentados em: JEKELI (1981); HAN et al. (2005), e SWENSON e WAHR (2006).

Os filtros estocásticos, em contraste com os filtros determinísticos, utilizam o comportamento do sinal e ruído descrito por suas respectivas covariâncias para filtrar o ruído. Ou seja, este tipo de filtro considera as propriedades estatísticas das observações reais, tais como a relação sinal-ruído (SNR). Alguns exemplos de filtros estocásticos são apresentados em: KUSCHE (2007) e LORENZ (2009).

Os filtros determinísticos e estocásticos podem ter outras propriedades, entre estas: Isotrópico e Anisotrópico.

Um filtro Isotrópico é aquele no qual a função de peso só depende do grau  $n$  ou em outras palavras é independente do azimuth. Já no caso do filtro Anisotrópico, a função de peso depende da direção.

Deve ser dito que o tipo de filtro e a configuração dos parâmetros deste são fundamentais para obter resultados realistas. Ou seja, idealmente o filtro usado deve reduzir o ruído, mas não remover os sinais de interesse.

Basicamente estes filtros são divididos conforme apresentado na tabela 4.

TABELA 4 – Tipos de filtros usados no processamento de dados GRACE

Tipo de filtro	Filtro Determinístico	Filtro estocástico
Isotrópico	e.g, Gauss Filter	e.g, Wiener Filter
Anisotrópico	e.g, Fan Filter	e.g, Wiener Filter

Fonte: O autor.

O filtro espacial Gaussiano, é um filtro isotrópico, cf. apresentado por WAHR, MOLENAAR e BRYAN (1998), e a sua formulação vem dada por:

$$W(\alpha) = \frac{b}{2\pi} \frac{\exp(-b(1 - \cos \alpha))}{1 - e^{-2b}} \quad (2.50)$$

$$b = \frac{\log(2)}{\left(1 - \cos\left(\frac{r}{a}\right)\right)} \quad (2.51)$$

Em que  $a$  é o raio equatorial da Terra,  $r$  o rádio médio da Terra e  $\alpha$  é o ângulo entre o ponto para ser filtrado e o ponto no *kernel* do filtro. Por outro lado JEKELI (1981) mostrou que os coeficientes  $W_n$  (não confundir com o geopotencial  $W$ ) podem ser calculados com base em relações recursivas:

$$W_0 = \frac{1}{2\pi} \quad (2.52)$$

$$W_1 = \frac{1}{2\pi} \left( \frac{1 + e^{-2b}}{1 - e^{-2b}} - \frac{1}{b} \right) \quad (2.53)$$

$$W_{n+1} = -\frac{2n+1}{b} W_n + W_{n+1} \quad (2.54)$$

Estes coeficientes são introduzidos na representação do funcional altitude geoidal como segue:

$$\Delta N(\theta, \lambda, r) = R \sum_{n=2}^{n_{max}} \sum_{m=0}^n W_n \bar{P}_{nm}(\sin \theta) \left[ \Delta \bar{C}_{nm} \cos(m\lambda) + \Delta \bar{S}_{nm} \sin(m\lambda) \right] \quad (2.55)$$

Em que  $W_n$  são os coeficientes do filtro Gaussiano por grau.

Já, no caso dos erros correlacionados aos “*stripes*” do sinal GRACE é feita uma modelagem dos coeficientes pares e ímpares com um polinômio de grau específico (e.g. grau 3, 5, etc.) pelo método dos mínimos quadrados subtraindo as curvas ajustadas dos originais, respectivamente (ver figura 9(b)).

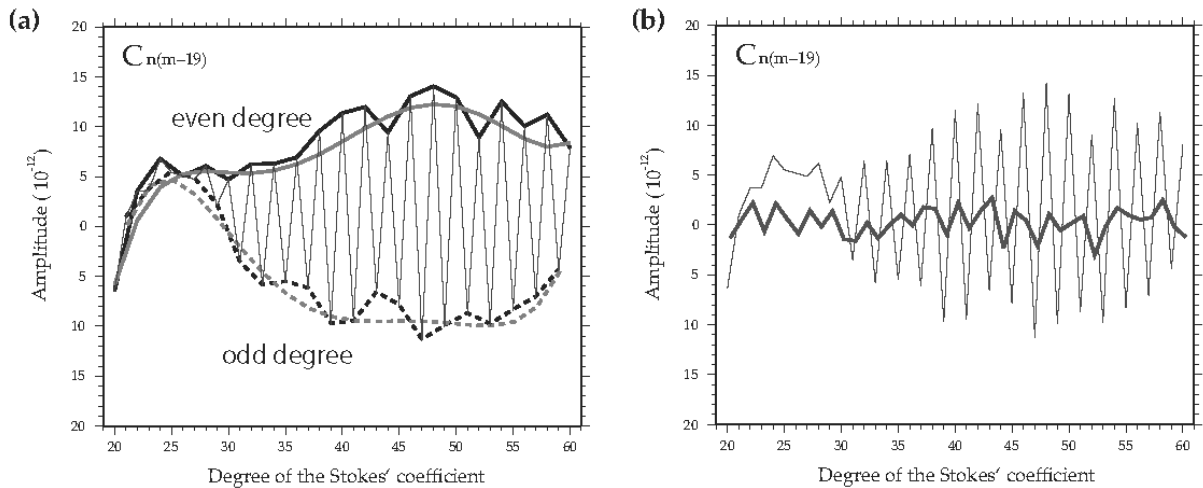


FIGURA 9 – (a) Os coeficientes de Stokes  $C_{nm}$  traçados como uma função de grau  $n$  para a ordem  $m = 19$ . (b) Coeficientes de Stokes depois de aplicar o filtro *de-stripping*

Fonte: Adaptado de MATSUO (2013)

## 2.8.5 Interpretação física e implicações dos coeficientes de Stokes 0, 1 e 2

Da equação 2.44, obtém-se os coeficientes descritos na sequência.

### 1. Coeficiente harmônico esférico $C_{00}$



O coeficiente  $C_{00}$  associa-se com a distribuição esférica da massa total da Terra, incluindo a Terra sólida, gelo, oceanos e a atmosfera (CAZENAVE, 2013)):

$$C_{00} = \frac{1}{M} \iiint dm = 1 \quad (2.56)$$

## 2. Coeficiente harmônico esférico de grau 1 ( $C_{10}$ , $C_{11}$ , $S_{11}$ )

Os coeficientes  $C_{10}$ ,  $C_{11}$ ,  $S_{11}$  são relacionados à posição do centro de massa da Terra em relação ao centro do sistema de coordenadas (DREWES, 2009):

$$C_{10} = \frac{1}{MR} \iiint z dm = \frac{1}{R} z M \quad (2.57)$$

$$C_{11} = \frac{1}{MR} \iiint x dm = \frac{1}{R} x M \quad (2.58)$$

$$S_{11} = \frac{1}{MR} \iiint y dm = \frac{1}{R} y M \quad (2.59)$$

Na prática existem dois casos usuais. Estes são:

- A origem do sistema de coordenadas é o centro de massa da Terra  $C_{10}$ ,  $C_{11}$ ,  $S_{11} = 0$
- O origem do sistema de coordenadas coincide com o centro da figura da superfície da Terra sólida. Os coeficientes de grau 1 definem o deslocamento entre o centro de massa da Terra sólida mais a deformação e o centro da figura da Terra deformada, ou seja:

$$k_{n=1} = -(h_{n=1} + 2l_{n=1})/3 = +0,027 \quad (2.60)$$

Em que  $k$ ,  $h$ ,  $l$  são os números de *love* de sobrecarga.

## 3. Coeficiente harmônico esférico de grau 2 (multiplicado por $MR^2$ )

Os coeficientes  $C_{20}$ ,  $C_{21}$ ,  $S_{21}$ ,  $C_{22}$  e  $S_{22}$  estão relacionados com os momentos de massa (momentos principais de inércia com respeito aos eixos):

$$MR^2 C_{20} = \frac{1}{2} \iiint (2z^2 - x^2 - y^2) dm = \frac{1}{2} Q_{zz} = \frac{1}{2} (I_{xx} + I_{yy}) - I_{zz} \quad (2.61)$$

$$MR^2 C_{21} = \frac{1}{2} \iiint xz dm = \frac{1}{3} Q_{xz} = -I_{xz} \quad (2.62)$$

$$MR^2 S_{21} = \frac{1}{2} \iiint yz dm = \frac{1}{3} Q_{yz} = -I_{yz} \quad (2.63)$$

$$MR^2 S_{22} = \frac{1}{2} \iiint xy dm = \frac{1}{6} Q_{xy} = -I_{xy} \quad (2.64)$$

Em que,

$$Q = \iiint \begin{bmatrix} 2x^2 - y^2 - z^2 & 3xy & 3xz \\ 3xy & 2y^2 - x^2 - z^2 & 3yz \\ 3xz & 3yz & 2z^2 - x^2 - y^2 \end{bmatrix} \quad (2.65)$$

$$= \iiint (3rr^T - r^T r I) dm \quad (2.66)$$

$$I = \iiint \begin{bmatrix} y^2 + z^2 & -xy & -xz \\ -xy & x^2 + z^2 & -yz \\ -xz & -yz & x^2 + y^2 \end{bmatrix} dm = \iiint (r^T r I - rr^T) dm \quad (2.67)$$

$$Q = \text{tr}(I)I - 3I \quad (2.68)$$

O coeficiente  $C_{20}$  descreve o achatamento da Terra, e corresponde ao fator dinâmico de forma  $J_2 = -C_{20}$ . Além disso, depois do  $C_{00}$ , o  $C_{20}$  é o maior de todos os coeficientes de Stokes, e está na ordem de  $10^{-3}$ . Todos os outros coeficientes são da ordem de  $10^{-6}$  (CAZENAVE, 2013). Os coeficientes  $C_{21}$  e  $S_{21}$  descrevem o afastamento do eixo instantâneo de rotação com respeito ao eixo de inercia polar principal. Já no caso dos coeficientes  $C_{21}$  e  $S_{21}$ , estes descrevem a assimetria da massa equatorial em relação ao eixo de rotação a torsão do correspondente eixo de inercia principal (HOFMANN-WELLENHOF; MORITZ, 2005; TORGE, 1989).

Os coeficientes  $C_{00}$ ,  $C_{10}$ ,  $C_{11}$ ,  $S_{11}$ ,  $C_{21}$ ,  $S_{21}$  e  $S_{22}$  associam-se aos sete parâmetros do datum do sistema de coordenadas.

## 2.8.6 Referenciais envolvidos nas observações GRACE, modelos de sobrecarga e GPS

A integração ou comparação de estimativas da deformação vertical sob a Terra oriunda de algum carregamento (e.g. hidrológico, atmosférico, etc.) desde diferentes sensores, por exemplo GRACE, GPS ou algum modelo baseado na teoria de carregamento, precisa de uma manipulação consistente do referencial, ou mais especificamente da origem do referencial. Neste contexto no mínimo quatro origens podem ser adotadas, entre estas:

- Centro de massa do sistema Terra (C.M.)

É o centro de massa de toda a Terra, incluindo atmosfera, oceanos e águas subterrâneas e superficiais.

Para os satélites que orbitam a Terra, uma escolha natural para a origem do sistema de referência é o C.M. Os satélites percebem tanto a Terra sólida como a carga superficial e, portanto, giram em torno desse centro de massa comum. Considerando as massas combinadas da Terra sólida e da carga de superfície, este é o ponto em que um campo

de potencial alterado produziria coeficientes de grau 1 de valor zero. Sua localização está diretamente relacionada ao grau 1 dos coeficientes de *Stokes* do campo de gravidade (RIETBROEK, 2014).

- Centro da figura da superfície (C.F.)

É o centro da figura da superfície externa da Terra sólida (C.F.). O referencial C.F. é frequentemente usado em disciplinas relacionadas aos levantamentos terrestres, onde a geometria entre os pontos terrestres é a única quantidade mensurável. O referencial C.F. pode ser realizado por uma cobertura global suficientemente densa de estações geodésicas e, conseqüentemente, é uma escolha de estrutura de referência natural para medições fixadas na superfície terrestre, e.g. série de tempo de coordenadas de estações GPS.

- Centro de massa da Terra sólida (C.E.)

O referencial C.E. indica que a origem é atribuída ao centro da Terra sólida. Sua origem será alterada sempre que mude o baricentro da carga de superfície.

Portanto, o referencial C.E. é um referencial natural para calcular a dinâmica da deformação sólida da Terra e para modelar o carregamento na superfície com base em números de love de sobrecarga (BLEWITT, 2003). FARRELL (1972) especifica que no referencial C.E. os números de love de sobrecarga são:

$$[h'_1]_{CE} = -0,290 \quad (2.69)$$

$$[l'_1]_{CE} = 0,113 \quad (2.70)$$

$$[1 + k'_1]_{CE} = 1 \quad (2.71)$$

Conforme especificado por BLEWITT (2003), uma grande desvantagem do referencial C.E. é que sua origem de coordenada não pode ser obtida diretamente. Esse aspecto impede sua aplicação prática. Na literatura, o movimento relativo entre C.E. e C.M. é comumente referido como vetor do geocentro (DONG et al., 1997). No entanto, na prática, o C.E. é substituído pelo C.F. na determinação do movimento do geocentro, uma vez que o referencial C.F. se aproxima muito da estrutura C.E. De acordo com BLEWITT (2003), as trajetórias de C.E. e C.F. coincidem com 2% de suas magnitudes, isto é, diferença relativa entre  $[k'_1]^{CE}_1$  e  $[k'_1]^{CF}_1$ , para o *Gutenberg-Bullen Earth Model* e 3% para o *The Preliminary reference Earth Model* - PREM (RIETBROEK, 2014). O referencial C.E. é usado em certos estudos teóricos de geofísica (por exemplo, do número de love de sobrecarga) (DONG; YUNCK; HEFLIN, 2003).

- Centro da rede (CN)

Quando utiliza-se um subconjunto de estações para formar o somatório na equação

$$\sum \delta X_i^\Theta(t) = \sum (X_i^\Theta(t) - X_{i,0}^\Theta(t)) = 0 \quad (2.72)$$

define a coordenada do centro da rede (CN). Na prática, a origem do referencial  $\Theta$  é mantida pela restrição de no net residual translation. Em que  $X_{i,0}^\Theta(t)$  é a posição no referencial  $\Theta$  baseado no modelo cinemático adotado. O modelo cinemático contém os movimentos da placa e do soerguimento pós-glacial, e é fundamental para garantir que o CN esteja próximo da origem do modelo cinemático na escala de tempo relevante (para o modelo cinemático atual, em uma escala de tempo secular).

Seguindo o raciocínio de (DONG et al., 2002), suponha-se que uma origem do referencial é  $\Theta$  e está associado à superfície da Terra deformável. Considere-se o sobrescrito para representar o referencial, o subscrito para representar qualquer ponto no referencial. No referencial  $\Theta$ , as posições C.M., C.E., C.F. são:

- Somatório sobre toda a Terra

$$X_{CM}^\Theta(t) = \frac{\sum X_i^\Theta(t)m_i}{\sum m_i} \quad (2.73)$$

- Somatório sobre a Terra sólida

$$X_{CE}^\Theta(t) = \frac{\sum X_i^\Theta(t)m_i}{\sum m_i} \quad (2.74)$$

- Somatório sobre a superfície da Terra sólida

$$X_{CF}^\Theta(t) = \frac{\sum X_i^\Theta(t)m_i}{N} \quad (2.75)$$

Em que  $N$  é o número de pontos de soma,  $m_i$  é a massa no ponto  $i$ . O referencial  $\Theta$  irá tornar-se o referencial C.M., C.E., ou C.F. se  $X_{CM}^\Theta(t)$ ,  $X_{CE}^\Theta(t)$ , e  $X_{CF}^\Theta(t)$  são mantidas para ser igual a zero, respectivamente.

Deve-se ressaltar que a natureza desejada da origem dos ITRFs é o C.M. O modelo cinemático adotado é o campo de velocidade do sitio associado a um referencial C.M. No entanto, a natureza realizada da origem dos ITRFs (e.g. ITRF2000) torna-se C.M. a longo prazo, mas C.F. em intervalos de tempo sazonais e curtos (DONG; YUNCK; HEFLIN, 2003).

Uma alternativa para vincular as origens dos dados GRACE e dos modelos superficiais de sobrecarga (*Surface Loading Model* – SLM) ao C.F., que é aproximadamente a origem do GPS, é inserir os coeficientes de grau 1 nas soluções GRACE (e.g. aqueles fornecidos por

SWENSON, CHAMBERS e WAHR (2008), e inserir os números de *love* de sobrecarga de grau 1 com origens no C.F., esta estratégia é apresentada na figura 10.

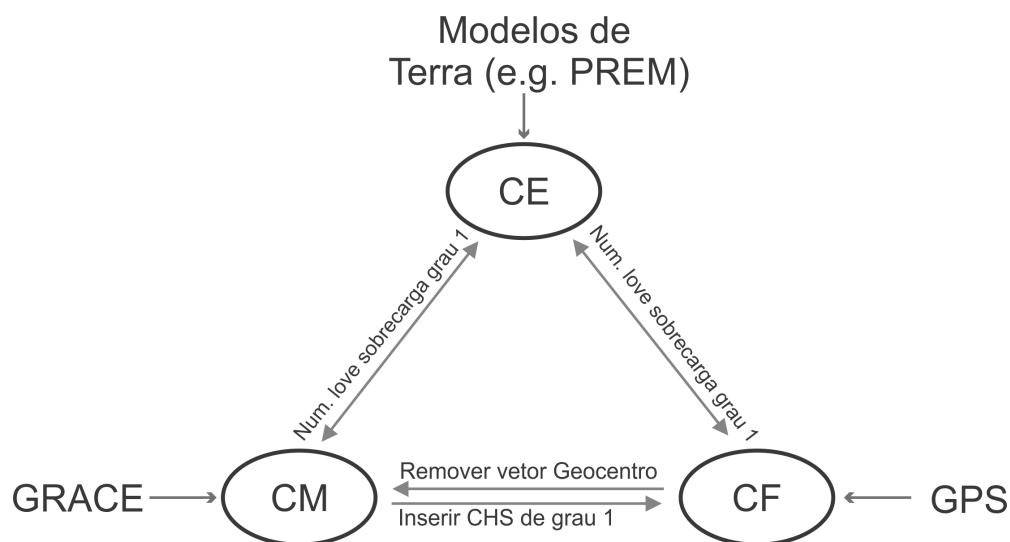


FIGURA 10 – Tratamento das origens dos referenciais dos diferentes dados utilizados

Fonte: O autor

## 2.9 REDE GNSS SIRGAS

### 2.9.1 Descrição

Devido que grande parte das estações utilizadas neste estudo são oriundas das estações SIRGAS, uma breve revisão do Sistema e de sua materialização é apresentada na sequência.

A definição do SIRGAS é idêntica ao Sistema de Referência Terrestre Internacional (*International Terrestrial Reference System* - ITRS) e sua realização é uma densificação regional do ITRF. Além do sistema de referência geométrico, o SIRGAS trata da definição e implementação de um sistema de referência vertical baseado em altitudes elipsoidais como componente geométrica e números geopotenciais como componente física. SIRGAS integra a Comissão 1 (Reference Frames) da IAG, por meio da Subcomissão 1.3 (*Regional Reference Frames*) e é responsável pela Rede de Referência Regional para América do Sul e Central (1.3b *Regional Reference Frame for South and Central America*). Também o SIRGAS é grupo de trabalho da Comissão de Cartografia do Instituto Panamericano de Geografia e Historia - IPGH (SIRGAS, 2018).

### 2.9.2 Realizações do SIRGAS

A primeira realização do SIRGAS (SIRGAS95) corresponde a uma densificação do ITRF94, época 1995.4 e é dada por uma rede GPS de alta precisão com 58 estações distribuídas na América do Sul. Esta rede foi reocupada e implementada em 2000, estendendo-se para o Caribe e América Central e do Norte. Por esta razão, o significado original da sigla SIRGAS

(Sistema de Referência Geocêntrico para a América do Sul) mudou para Sistema de Referência Geocêntrico para as Américas. A segunda realização do SIRGAS (SIRGAS2000) inclui 184 estações como densificação do ITRF2000, época 2000,4. A precisão das coordenadas destas duas materializações situa-se entre 3 - 6 mm.

A terceira realização do SIRGAS é a rede SIRGAS de operação contínua (SIRGAS-CON) (ver figura 11). Ela é atualmente composta por cerca de 400 estações permanentes GNSS, as quais 59 pertencem à rede global do International GNSS Service - IGS. As coordenadas das estações GNSS do SIRGAS-CON são calculadas semanalmente pelos centros de processamento e combinação do SIRGAS. As coordenadas semanais das estações SIRGAS-CON referem-se ao período de observação e a mesma estrutura usada pelo IGS para calcular as órbitas finais de satélites GNSS, atualmente IGB08. As coordenadas das soluções multi-anuais referem-se a uma época específica e a mesma rede de referência que as soluções semanais consideradas, por exemplo, a solução SIR15P01 é dada no IGB08, época 2013,0.

As atividades relativas à definição e implementação do SIRGAS são coordenadas pelo Grupo de Trabalho I do SIRGAS: Sistema de Referência (SIRGAS-GT I). A relação entre as diferentes realizações do SIRGAS (ou densificações do ITRF) é dada pelos parâmetros de transformação entre os ITRFs correspondentes e a redução das coordenadas à mesma época de referência. Esta redução pode ser aplicada de duas maneiras: i) estações de operação contínua (SIRGAS-CON) com mais de dois anos de observação, usando velocidades calculadas na solução mais recente de vários anos IGS-RNAAC-SIR, e ii) para aquelas estações, cujas velocidades não estão incluídas nestas soluções, é usado o modelo de velocidade Velocity Model for SIRGAS - VEMOS. As diferentes realizações do SIRGAS, reduzidas para a mesma época de referência, são compatíveis ao nível milimétrico (SIRGAS, 2018).

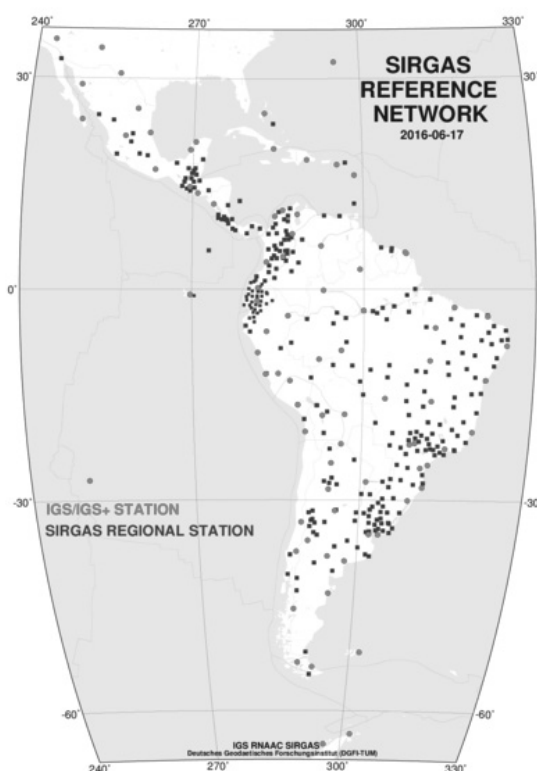


FIGURA 11 – Rede de monitoramento contínuo SIRGAS

Fonte: <http://www.sirgas.org/index.php?id=61>

As redes de referência terrestres que apoiam o posicionamento preciso com base em sistemas de navegação global por satélite (GNSS) devem ser compatíveis com a rede de referência em que as órbitas do GNSS são determinadas. Atualmente, a rede de referência convencional é o ITRF, que é calculado e mantido pelo IERS. De acordo com as convenções IERS (GÉRARD; LUZUM, 2010), o IGS determina e fornece as efemérides de satélites GNSS referindo-se ao ITRF (DOW; NEILAN; RIZOS, 2009). Os usuários que aplicam órbitas IGS para o posicionamento diferencial preciso GNSS tem de introduzir coordenadas de estações de referência terrestres referentes também ao ITRF. A acessibilidade a esta rede de referência em nível regional e local é garantida através das densificações continentais da rede global e subsequentes densificações nacionais destas redes continentais (ver figura 12). Seguindo esta hierarquia, SIRGAS é realizado por uma densificação regional do ITRF na América Latina e no Caribe (BRUNINI et al., 2012), e é estendido para cada país pelas redes nacionais de referência.

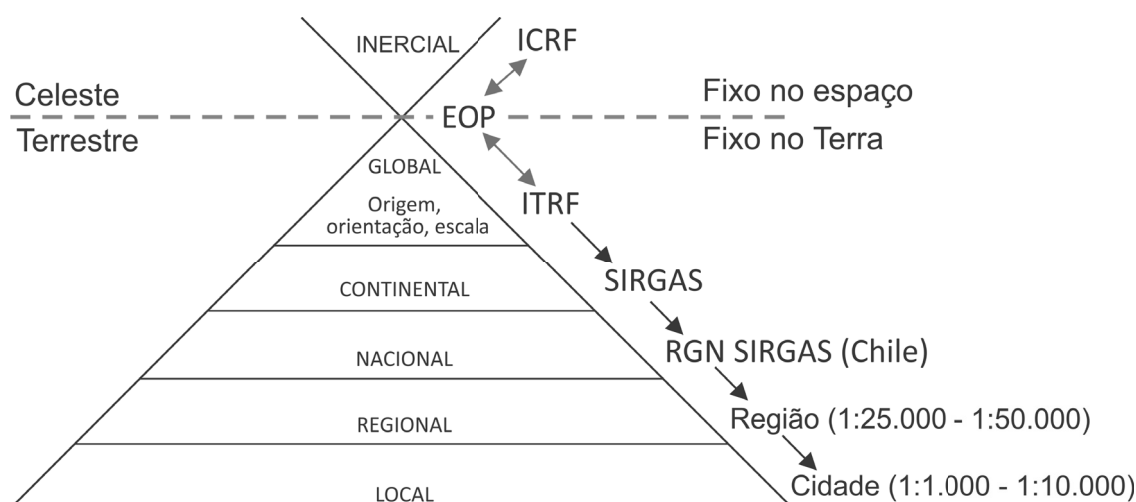


FIGURA 12 – Hierarquia dos Sistemas de Referência Terrestres

Fonte: Adaptado de HASE (2011)

A presente realização do SIRGAS é uma rede de cerca de 400 estações de operação contínua cobrindo a América Latina e o Caribe. Esta chamada também rede SIRGAS-CON, e processada semanalmente para gerar:

- Soluções fracamente injuncionadas de posições de estação para outras combinações da rede (por exemplo, a integração no poliedro IGS, computação de soluções multi-anuais), e
- As posições semanais das estações alinhadas para a mesma rede de referência em que as órbitas dos satélites GNSS são calculadas (isto é, o ITRF, IGS) para ser utilizado como coordenadas de referência para o posicionamento GNSS.

Devido ao grande número de estações, a estratégia de análise do SIRGAS-CON baseia-se na combinação de soluções individuais de diferentes sub-redes (BRUNINI et al., 2012). Para isto, as estações SIRGAS-CON são divididas em:

- Uma rede núcleo ou core (SIRGAS-CON-C) com 112 estações distribuídas nas Américas e Caribe, e
- Densificação de diferentes sub-redes (SIRGAS-CON-D) distribuídas regionalmente no norte, centro e sul do continente.

## 2.10 MODELOS MATEMÁTICOS UTILIZADOS NAS SÉRIES TEMPORAIS

Como é bem sabido, as observações podem ser caracterizadas numa época  $t$  por um modelo funcional baseado nos seguintes elementos:



- Uma tendência ( $\tau$ )
- Um sinal cíclico ( $\delta$ )
- Um ruído ( $n$ )

Ou seja,

$$y(t) = \tau(t) + \delta(t) + n(t) \quad (2.76)$$

No contexto desta tese, as observações são as séries temporais, nas quais, além destes componentes, outros elementos devem ser introduzidos esporadicamente. Por exemplo, quando existe um efeito sistemático, ou alguma mudança na referência, ou quando existe algum evento não linear diferente das componentes periódicas (e.g. relaxação pós-sísmica.). Neste capítulo serão revisados brevemente modelos matemáticos no contexto das séries temporais, visando modelar as componentes: lineares, cíclicas, saltos e efeitos não lineares associados à relaxação pós-sísmica.

Como, em geral a quantidade de dados tratados em Geodesia para determinar os parâmetros é redundante, então é comum usar o princípio de mínimos quadrados. Neste contexto, a estimativa dos parâmetros nos diferentes modelos apresentados é realizada por mínimos quadrados baseada no modelo *Gauss Markov* (UOTILA, 1986; GEMAEL, 1994; GHILANI; WOLF, 2006).

Os modelos aqui apresentados estão baseados em Nikolaidis (2002) e BEVIS e BROWN (2014).

### 1. Modelo Linear Simples (ML)

Neste modelo a ideia é recuperar na época atual ( $t$ ) a altitude (poderia ser outra variável) com base na época de referência ( $t_0$ ) mais a contribuição da velocidade linear ( $\dot{h}$ ) no intervalo de tempo ocorrido desde a época de definição até a época atual ( $t - t_0$ ),

$$h(t) = h(t_0) + \dot{h}(t - t_0) \quad (2.77)$$

### 2. Modelo linear simples com mudança de referencial (MLJ)

Neste caso, além dos elementos do ML, são introduzidos termos associados a possíveis mudanças de referência na série temporal ou saltos produzidos por exemplo por uma mudança de antena GPS ou pelo efeito co-sísmico de um terremoto.

$$h(t) = h(t_0) + \dot{h}(t - t_0) + \sum_{j=1}^{n_J} \vartheta h_j \Omega(t - t_j) \quad (2.78)$$

Em que  $n_J$  é o número de saltos ocorridos,  $\vartheta h_j$  é a magnitude do salto ocorrido na época  $j$ , e  $\Omega$  é a função *Heavyside* definida como:

$$\begin{aligned} \Omega(t) &= 0 \text{ para } t < 0 \\ \Omega(t) &= \frac{1}{2} \text{ para } t = t_0 \\ \Omega(t) &= 1 \text{ para } t > 0 \end{aligned} \quad (2.79)$$

Deve ser mencionado que o uso do modelo MLJ e dos modelos que envolvam saltos na formulação, estão restritos para as seguintes situações (comunicação pessoal Bevis, 2017):

- No caso que se tenha um ou mais saltos antes da primeira época do registro na série temporal;
- No caso que se tenha um ou mais saltos depois da última época do registro na série temporal; e
- Quando existem mais de um salto consecutivos sem dados entre eles (ver figura 13).

O último caso é bem frequente nas séries temporais GPS. Nestes casos aconselha-se usar apenas a época onde ocorre o salto de maior importância (e.g. o terremoto de maior magnitude).

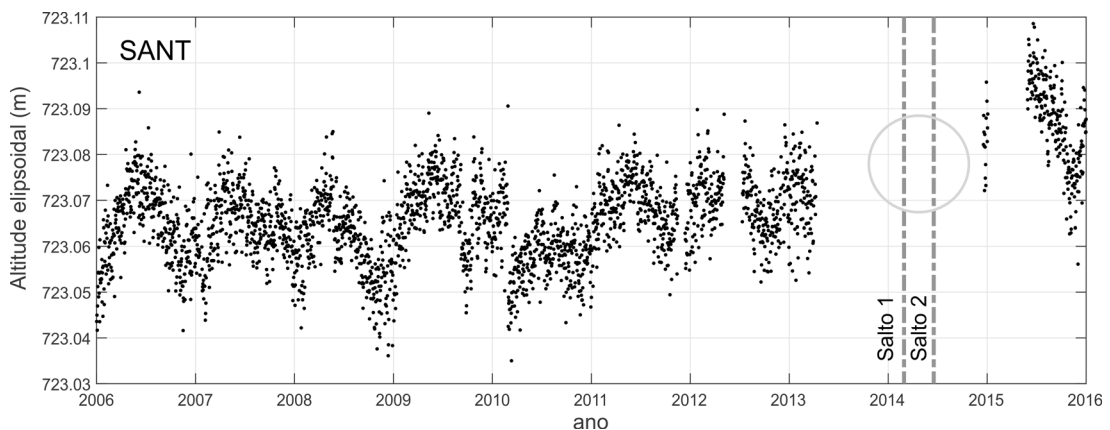


FIGURA 13 – Exemplo de problemáticas no uso do modelo de trajetória com saltos, dois saltos sem dados entre eles

Fonte: O autor

### 3. Modelo linear com oscilações e mudança de referencial (MLOJ)

O MLOJ permite também modelar um conjunto ( $n_F$ ) de sinais periódicos com diferentes frequências. O modelo pode ser sintetizado como:

$$h(t) = h(t_0) + \dot{h}(t - t_0) + \sum_{j=1}^{n_J} \vartheta h_j \Omega(t - t_j) + \sum_{k=1}^{n_F} [S_k \sin \omega_k t + C_k \cos \omega_k t] \quad (2.80)$$

Em que  $\omega_k = \frac{2\pi}{\tau_k}$  é a frequência angular, e os coeficientes  $S_k$  e  $C_k$  contêm informações da amplitude ( $R_k$ ) e fase ( $\varpi_k$ ) da onda, ou seja

$$R_k = \sqrt{S_k^2 + C_k^2}$$

$$\omega_k = -\arctan\left(\frac{C_k}{S_k}\right)$$

Para o caso da modelagem de componentes com período anual ( $\tau_1 = 1$ ) e semi-anual ( $\tau_2 = \frac{1}{2}$ ) tem-se:

$$\omega_1 = 2\pi$$

$$\omega_2 = 4\pi$$

Este modelo de trajetória o qual contém uma tendência linear, componentes periódicas e saltos com base na função *Heaviside*, é linear com respeito a seus parâmetros ou coeficientes, no qual o número total de parâmetros para descrever a evolução da altitude de uma estação é:

$$2n_F + n_J + 2$$

### 4. Modelo linear com oscilações, relaxação pós-sísmica e mudança de referencial (MLOJP)

O MLOJP é o modelo mais rigoroso em relação aos anteriores, e além dos termos contidos nos modelos anteriores, este modelo inclui um termo para a modelagem da relaxação pós-sísmica.

$$h(t) = h(t_0) + \dot{h}(t - t_0) + \sum_{j=1}^{n_J} \vartheta h_j \Omega(t - t_j) + \sum_{k=1}^{n_F} [S_k \sin \omega_k t + C_k \cos \omega_k t] + \sum_{i=1}^{n_T} a_i \log\left(1 + \frac{\Delta t_i}{T_i}\right) \quad (2.81)$$

Em que  $a_i$  é a magnitude do decaimento exponencial devido à deformação pós-sísmica no período  $\Delta t_i$ , em anos, desde o terremoto  $i$ , e  $T$  é o tempo de decaimento. O número total de saltos e efeitos pós-sísmicos são descritos por  $n_J$  e  $n_T$ , respectivamente.

## 2.11 SOERGUIMENTO POSGLACIAL

O GIA é a resposta da Terra sólida às mudanças passadas na carga superficial pelo gelo e pela água (glaciação e deglaciação). Durante a última era glacial, gigantescos volumes de gelo se acumularam sobre a América do Norte, Escandinávia, Groenlândia e Antártica, com espessura de 3 a 4 km, alcançando seu máximo há cerca de 21 mil anos, chamado de Último Máximo Glacial. Embora o sinal do GIA seja mais forte nas regiões polares do Norte, teoricamente uma parcela das deformações ocorridas na forma e campo da gravidade da Terra na América do Sul devem se associar a este fenômeno. Na sequência uma breve descrição das equações básicas envolvidas nas estimativas do GIA e descrição dos modelos globais atuais é apresentada.

A solução da modelagem do GIA baseia-se no conhecimento da resposta da Terra à sua carga superficial em situações visco-elásticas/elásticas. Neste capítulo, as relações de deformação da Terra sólida e sua perturbação no potencial gravitacional devido à carga de massa superficial são apresentadas em dois tipos: aproximação de funções de Green, e aproximação por harmônicos esféricos (HUANG, 2013).

A função de Green é a resposta do modelo de Terra específico a uma função delta de força. Depois de ter derivado a função de Green, a resposta da Terra a cargas arbitrárias ou forças no espaço e no tempo pode ser encontrada por convolução dessas funções com cargas de forças.

Na abordagem com funções em harmônicos esféricos, a densidade superficial é primeiramente decomposta em uma série de funções harmônicas esféricas, então a relação entre a carga de massa superficial e a resposta da Terra é conectada por números de love de sobrecarga. Normalmente, a expansão harmônica esférica é truncada até certo grau e ordem (e.g. grau/ordem 60).

Em geral, a abordagem da função de Green é mais precisa do que a aproximação por harmônicos esféricos devido ao truncamento desse último.

O potencial gravitacional afetado pelas deformações, o deslocamento vertical na superfície e o deslocamento horizontal na superfície em termos das funções de Green e considerando um modelo elástico são apresentados nas seguintes três equações, respectivamente:

$$\phi^e(\psi) = \frac{Rg}{M} \sum_{n=0}^{\infty} (1 + k'_n) P_n(\cos \psi) \quad (2.82)$$

$$u^e(\psi) = \frac{R}{M} \sum_{n=0}^{\infty} h'_n P_n(\cos \psi) \quad (2.83)$$

$$\nu^e(\psi) = \frac{R}{M} \sum_{n=0}^{\infty} l'_n \frac{\partial P_n(\cos \psi)}{\partial \psi} \quad (2.84)$$

Em que  $M$  é a massa da Terra,  $\psi$  é a distância angular a partir do centro de carga,  $g$  é a gravidade na superfície da Terra,  $k'_n$ ,  $h'_n$ ,  $l'_n$  de grau  $n$  são os números de love elásticos, sendo estes calculados usando um modelo de Terra (e.g. o modelo PREM (DZIEWONSKI; ANDERSON, 1981)) pela solução de um sistema de equações diferenciais ordinárias.

Já no caso de um modelo visco-elástico de Maxwell, as soluções são análogas à solução anterior, porém são modificados nos números de love de sobrecarga como segue:

$$h_n^L(t) = h_n^E(t)\delta(t) + \sum_{k=1}^K r_k^n e^{-S_k^n t} \quad (2.85)$$

$$k_n^L(t) = k_n^E(t)\delta(t) + \sum_{k=1}^K q_k^n e^{-S_k^n t} \quad (2.86)$$

$$l_n^L(t) = l_n^E(t)\delta(t) + \sum_{k=1}^K t_k^n e^{-S_k^n t} \quad (2.87)$$

Em que  $h_n^E$ ,  $k_n^E$ ,  $l_n^E$  de grau  $n$  são os números de love de sobrecarga para modelo elástico,  $\delta(t)$  é a função Delta Dirac, e as  $r_k^n$ ,  $q_k^n$ ,  $t_k^n$ ,  $s_k^n$  são amplitudes e tempos de relaxamento inverso do conjunto de  $K$  modos de caimentos puramente exponenciais que são necessários para especificar o comportamento no domínio do tempo de  $k_n^L(t)$ ,  $h_n^L(t)$  e  $l_n^L(t)$ .

Assumindo que as mudanças de densidade acontecem em (ou perto) da superfície da Terra, numa escala de tempo curto, o problema GIA poderia ser tratado como o problema de carregamento elástico. Nesse caso as soluções em termos de funções harmônicas esféricas para as variações temporais no geoide, na densidade das massas superficiais e deslocamentos verticais respectivamente, são:

$$N(\theta, \lambda) = R \sum_{n=0}^{\infty} \sum_{m=0}^n \left[ \Delta \bar{C}_{nm} \cos m\lambda + \Delta \bar{S}_{nm} \sin m\lambda \right] \bar{P}_{nm}(\cos \theta) \quad (2.88)$$

$$\Delta\sigma(\theta, \lambda) = R\rho_w \sum_{n=0}^{\infty} \sum_{m=0}^n \left[ \Delta \hat{C}_{nm} \cos m\lambda + \Delta \hat{S}_{nm} \sin m\lambda \right] \bar{P}_{nm}(\cos \theta) \quad (2.89)$$

$$\Delta u_r(\theta, \lambda) = R \sum_{n=0}^{\infty} \sum_{m=0}^n [\Delta A_{nm} \cos m\lambda + \Delta S B_{nm} \sin m\lambda] \bar{P}_{nm}(\cos \theta) \quad (2.90)$$

A partir das mudanças de SHCs do geopotencial para os SHCs de perturbações de gravidade  $(\Delta C_{nm}^g, \Delta S_{nm}^g)$ , a relação é dada como se segue:

$$\begin{Bmatrix} \Delta C_{nm}^g \\ \Delta S_{nm}^g \end{Bmatrix} = \frac{GM}{R^2} (n-1) \begin{Bmatrix} \Delta \bar{C}_{nm} \\ \Delta \bar{S}_{nm} \end{Bmatrix} \quad (2.91)$$

No contexto do problema de carregamento elástico, as relações entre SHCs e mudanças na densidade de massa superficial (isto é, definidas como massa/área) são dadas como (WAHR; MOLENAAR; BRYAN, 1998):

$$\begin{Bmatrix} \Delta \hat{C}_{nm} \\ \Delta \hat{S}_{nm} \end{Bmatrix} = \frac{\rho_E}{3\rho_w} \frac{(2n+1)}{1+k'_n} \begin{Bmatrix} \Delta \bar{C}_{nm} \\ \Delta \bar{S}_{nm} \end{Bmatrix} \quad (2.92)$$

Em que  $k'_n$  é o número de love de sobrecarga,  $\rho_E$  e  $\rho_w$  são a densidade média da Terra e da água respectivamente.

Para o caso da transformação de mudanças na densidade de massa superficial para mudanças no deslocamento vertical:

$$\begin{Bmatrix} \Delta A_{nm} \\ \Delta B_{nm} \end{Bmatrix} = \frac{3\rho_w}{3\rho_E} \frac{h'_n}{2n+1} \begin{Bmatrix} \Delta \hat{C}_{nm} \\ \Delta \hat{S}_{nm} \end{Bmatrix} \quad (2.93)$$

O estado da arte dos modelos GIA poder ser revisado na tabela 5.

TABELA 5 – Estado da arte dos modelos do GIA

Model	IH	UMV	LMV	LT	NLE	LH	RF	CT	SR	REF
Pau 5 R(1)	ICE-5G	0.9	3.6	98	5	No	Yes	NM	PC	[Paulson et al., 2007]
Pel 4 VM2	ICE-4G(2),(3)	0.4–1.5	1.3–3.9	90	PREM	No	No	NM (NI)	PC	[Peltier, 2002]
Pel 5 VM2 R	ICE-5G	0.4–1.5	1.3–3.9	90	PREM	No	Yes	NM (NI)	Website(9)	[Peltier, 2004]
Pel 5 VM2 R O	ICE-5G	0.4–1.5	1.3–3.9	90	PREM	No	Yes	NM (NI)	SBL(10)	[Peltier, 2004]
Pel 5 VM4 R O	ICE-5G	0.4–1.5	1.3–3.9	90	PREM	No	Yes	NM (NI)	SBL	[Peltier, 2004]
SKM O R	Own	0.52	5.9	120	4	No	Yes	SEM	PC	[Sasgen et al., 2012]
SaS 1	ICE-1G(4)	1	2	100	4	No	No	NM (SA)	SBL	SBL
SaS 3	ICE-3G	1	2	100	4	No	No	NM (SA)	SBL	SBL
SVv 3 REF	ICE-3G(5)	0.5	5	115	5	No	No	NM (SA)	SBL	SBL
SVv L ALT	Lambeck(6)	1	1	98	5	No	No	NM (SA)	SBL	SBL
vdW 5	ICE-5G(7)	0.9	3.6	98	6	No	No	NM (SA)	PC	[van der Wal et al., 2011]
vdW 5 R	ICE-5G(7)	0.9	3.6	98	6	No	Yes	NM (SA)	PC	[van der Wal et al., 2011]
WaW 4	ICE-4G	0.6	3–6	115	5	Yes	No	FEM	PC	[Wang and Wu, 2006]
WaW 5	ICE-5G(7)	0.6	3–6	115	5	Yes	No	FEM	PC	[Wang and Wu, 2006]
WaO EGOD	Wu and others. This model is estimated from geodetic Observations(8)								PC	[Wu et al., 2010]

AAbbreviations: IH—ice history; UMV—upper mantle viscosity in 1021 Pa s; LMV—lower mantle viscosity in 1021 Pa s;

LT—lithosphere thickness in km; NLE—number of layers of Earth model; PREM—preliminary reference earth model;

LH—lateral heterogeneity; CT—Computation technique; RF—rotational feedback;

SR—source; PC—private communication; SBL—website of special bureau for loading;

REF—reference, NM—Normal mode, NI—Numerical integration, SEM—Spectral element method,

SA—Semi-analytic, FEM—Finite element.

(1) This model was originally published by Paulson et al. [2007], and updated by Geruo A according to J. Wahr (private communication) who kindly provided the data. (2) Modified from ICE-4G [Peltier, 2002]. (3) As stated in Peltier [1994]. (4) [Peltier and Andrews, 1976].

(5) Modified from ICE-3G [Tushingham and Peltier, 1991]; glaciation, included smoothing to fill in between discs of ice load.

(6) Lambeck et al. [1998] with modification. (7) Version 1.2. (8) The geoid-uplift relation of Wahr et al. [1995] is enforced for degrees 8 and above. However, spherical harmonic coefficients of degrees 7 and below are estimated independently.

(9) <http://www.atmosp.physics.utoronto.ca/~peltier/data.php>.

(10) Currently, the SBL website is down and will be back with all the data later. At present, all data from this website can be downloaded from <ftp://dutlru2.lr.tudelft.nl/pub/wouter/pgs.tar.gz>.

Fonte: Adaptado de HUANG (2013).

### 3 EXPERIMENTOS

Nesta pesquisa são tratados dois estudos de caso. São eles:

- Estudo do caso “Efeitos na rede de referência vertical chilena devido ao efeito co-sísmico e pós-sísmico do terremoto de Maule 2010”; e
- Estimativas e estudo de alternativas e implicações das deformações verticais nas Redes Verticais na América do Sul (Continente).

#### 3.1 ESTUDO DE CASO “EFEITOS NA REDE DE REFERÊNCIA VERTICAL CHILENA DEVIDO AO EFEITO CO-SÍSMICO E PÓS-SÍSMICO DO TERREMOTO DE MAULE 2010”

Esta pesquisa foi publicada, e pode ser encontrada como:

Henry D. Montecino, Silvio R.C. De Freitas, Juan C. Báez, Vagner G. Ferreira. Effects On Chilean Vertical Reference Frame due to the Maule Earthquake Co-seismic And Post-seismic Effects, Journal of Geodynamics, vol. 112, 22-30, 2017, ISSN 0264-3707, <http://dx.doi.org/10.1016/j.jog.2017.07.006>.

##### 3.1.1 Introdução

Três dos objetivos mais fundamentais da Geodesia na atualidade são a definição (*System*), a realização (*Frame*) e a manutenção do Sistema Internacional de Referência de Altitudes (IHRS), que é consistente com o Tema 1 do projeto do Sistema Global de Observação Geodésica (GGOS) (IHDE et al., 2015). O objetivo central do estabelecimento do IHRS é remover inconsistências entre altitudes nos espaços geométrico e no campo da gravidade da Terra. A informação consistente sobre a altitude é elemento fundamental desde o correto monitoramento do sistema Terra até para a eliminação de inconsistências em obras civis nacionais e transnacionais. A transição de mais de uma centena de data verticais nacionais para um único global é um elemento fundamental para a interoperabilidade de informações em nível global. Assim, a unificação dos data verticais de diferentes zonas (ver GROMBEIN, SEITZ e HECK (2015)) e a consistência das redes verticais associadas facilitarão a interpretação desde registros locais do nível do mar nos marégrafos distribuídos globalmente até a correta interpretação de mudanças globais. No entanto, vários aspectos geodinâmicos devem ser considerados ao estabelecer e manter a rede de referência vertical. Por exemplo, a quantificação e modelagem de efeitos geodinâmicos são fundamentais para a determinação precisa de altitudes de pontos e sua trajetória no tempo, o que permite uma interpretação correta desses fenômenos. Um aspecto importante está ligado a deformações co-sísmicas e pós-sísmicas, associadas a



grandes terremotos. As discussões recentes basearam-se nas ferramentas modernas da Geodesia, que analisam o espaço geométrico (DU et al., 2013) ou o espaço geopotencial (LI; SHEN, 2012), mas não fornecem um link entre os dois espaços. No entanto, este link é fundamental para entender as implicações dos efeitos co-sísmicos e pós-sísmicos nas superfícies de referência verticais e nas redes associadas.

O Terremoto del Maule ( $M_W = 8,8$ ) em fevereiro de 2010 foi um dos maiores eventos sísmicos ocorridos nos últimos anos na América do Sul. Até à data, mais de 200 publicações científicas estão disponíveis no campo da Geodesia, Geofísica e Geologia relacionadas a este evento sísmico. A maioria dos trabalhos estão baseados em diferentes tipos de observações geodésicas (por exemplo, GNSS, InSAR e gravimetria por satélite). Para referência, enfatiza-se os seguintes estudos: uma estimativa da distribuição do deslizamento co-sísmico e pós-sísmico para avaliar a variabilidade espacial das propriedades de fricção no megathrust do centro-sul do Chile (LIN et al., 2013); a convergência das placas de Nazca e Sul-americana (MORENO et al., 2011); a magnitude e a distribuição do efeito de deslizamento quantificado por POLLITZ et al. (2011); observação co-sísmica da mudança de gravidade através da gravimetria por satélite apresentada em HEKI e MATSUO (2010); e a discussão sobre o comportamento das mudanças da gravidade em curto e longo prazo produzida pelo terremoto do Maule por TANAKA e HEKI (2014).

RIVAS (2010) promoveu estudos do terremoto do Maule e apresentou suas implicações na cartografia oficial do Chile. Mais recentemente, SÁNCHEZ e DREWES (2015) apresentaram uma estimativa da deformação horizontal pós-sísmica com base em Colocação por Mínimos Quadrados. No entanto, a maioria dos estudos relacionados a este evento referem-se apenas aos aspectos geométricos no contexto das deformações da crosta terrestre. No entanto, não há estudos disponíveis até a presente data sobre as implicações das deformações verticais co-sísmicas e pós-sísmicas do Terremoto do Maule quanto à manutenção e evolução da Rede de Referência Vertical Chilena (no inglês *Chilean Vertical Reference Frame - CHVRF*) e a detecção de mudanças do geóide na região.

Assim, nesta contribuição, foram estimadas as mudanças em parte da CHVRF gerada por efeitos co-sísmicos e pós-sísmicos associados ao terremoto do Maule com base na integração de observações GNSS e GRACE. Para isso, considerou-se a contribuição dos efeitos hidrológicos e do GIA sobre as mudanças mensais do geóide derivadas das medições GRACE. Finalmente, um modelo de trajetória proposto por BEVIS e BROWN (2014) foi considerado para parametrizar padrões de aceleração de deslocamento, especificamente, a deformação transiente pós-sísmica em séries temporais de coordenadas.

### 3.1.2 O terremoto do Maule e a CHVRF

É particularmente importante no Chile controlar os fenômenos dinâmicos da crosta e sua implicação em várias aplicações científicas e práticas. Neste contexto, é obrigatório modelar

a deformação na CHVRF devido aos efeitos co-sísmico e pós-sísmicos. Isso é importante para estabelecer a evolução temporal da CHVRF para uma integração consistente de seus segmentos e sua relação com as redes verticais regionais dos países vizinhos, bem como o IHRs. Devido às características geográficas únicas do Chile, como seu tamanho e forma, o CHVRF é sub-dividido em sete segmentos diferentes relacionados aos marégrafos de Arica, Antofagasta, Valparaíso, San Antonio, Talcahuano, Puerto Montt e Punta Arenas (MATURANA; BARRIGA, 2002). Apenas alguns desses segmentos foram remeidos com o objetivo de atualizar as altitudes da rede após terremotos fortes, tais como, o terremoto de Valdivia de 1960 ( $M_w = 9.5$ ), o terremoto de La Ligua de 1965 ( $M_w = 7.4$ ) e o terremoto de Algarrobo 1985 ( $M_w = 8.0$ ). No entanto, não houve re-nivelamento recente dos segmentos da CHVRF perto do epicentro do terremoto do Maule. Isto é principalmente devido aos elevados custos do procedimento de nivelamento geométrico na região envolvida. Assim, explorar alternativas indiretas para estimar deformações na CHVRF tornou-se importante. Embora o Chile seja conhecido por ser um país altamente sísmico, não há um modelo de trajetória oficial com o objetivo de atualizar as posições nas redes geodésicas verticais. No entanto, existem modelos de velocidade regionais que são utilizados principalmente para atualizar as componentes horizontais (por exemplo, coordenadas leste e norte) considerando apenas tendências lineares. Os modelos de velocidade desenvolvidos na América do Sul tiveram como base as observações GNSS através de diferentes projetos de pesquisa, como o VElocity MOdel para América do Sul e o Caribe (DREWES; HEIDBACH, 2012) e, mais recentemente, VEMOS2015 proposto por SÁNCHEZ e DREWES (2016). Consequentemente, na atualidade não existe um procedimento para modelar as deformações verticais, que é a questão central considerada neste estudo.

Uma vez que as séries temporais GNSS e do geoide contêm sinais de vários fenômenos geofísicos (por exemplo, carregamento hidrológico, elevação pós-glacial e deformações sísmicas), considerou-se neste estudo a modelagem das deformações em alguns segmentos da CHVRF.

### 3.1.3 Metodologia

Estabeleceram-se as estratégias para modelar os efeitos do terremoto do Maule na CHVRF considerando efeitos geométricos e físicos. Considerando que a CHVRF é um sistema de altitudes ortométrico-normal, onde a equação 2.17 pode ser usada para determinar variações verdadeiras na rede devido às variações temporais estimadas das altitudes elipsoidais e no geoide/quase-geoide. A mudança linear da componente geométrica ( $\dot{h}$ ) pode ser estimada por levantamento GNSS obtido através de séries temporais fornecidas por instituições e projetos geodésicos e geofísicos. Neste estudo, utilizou-se as séries temporais GNSS obtidas a partir de estações permanentes (ver tabela 6), e também do posicionamento obtido desde campanhas de observação GNSS (ver figura 14) na região do Maule antes e depois do evento sísmico. Para a componente física ( $\dot{N}$ ), a missão GRACE fornece variações temporais do campo de gravidade da Terra com precisão suficiente para os propósitos aqui discutidos, e resolução temporal disponível semanalmente e mensalmente (TAPLEY et al., 2004b; BRUINSMA et al.,

2010).

TABELA 6 – Estações GNSS utilizadas e instituições responsáveis pela operação

Estação	Instituição responsável
NIEB, LLFN, LNQM, ANTC, UDEC, e LAJA,	Ohio State University (OSU)
PMO1	German, Research Centre for Geosciences (GFZ)
CONZ	The Transportable Integrated Geodetic Observatory (TIGO)
SANT	NASA, Jet Propulsion Laboratory (JPL)
VALP	Hydrographic and Oceanographic Service of the Chilean Navy (SHOA)

Fonte: O autor.

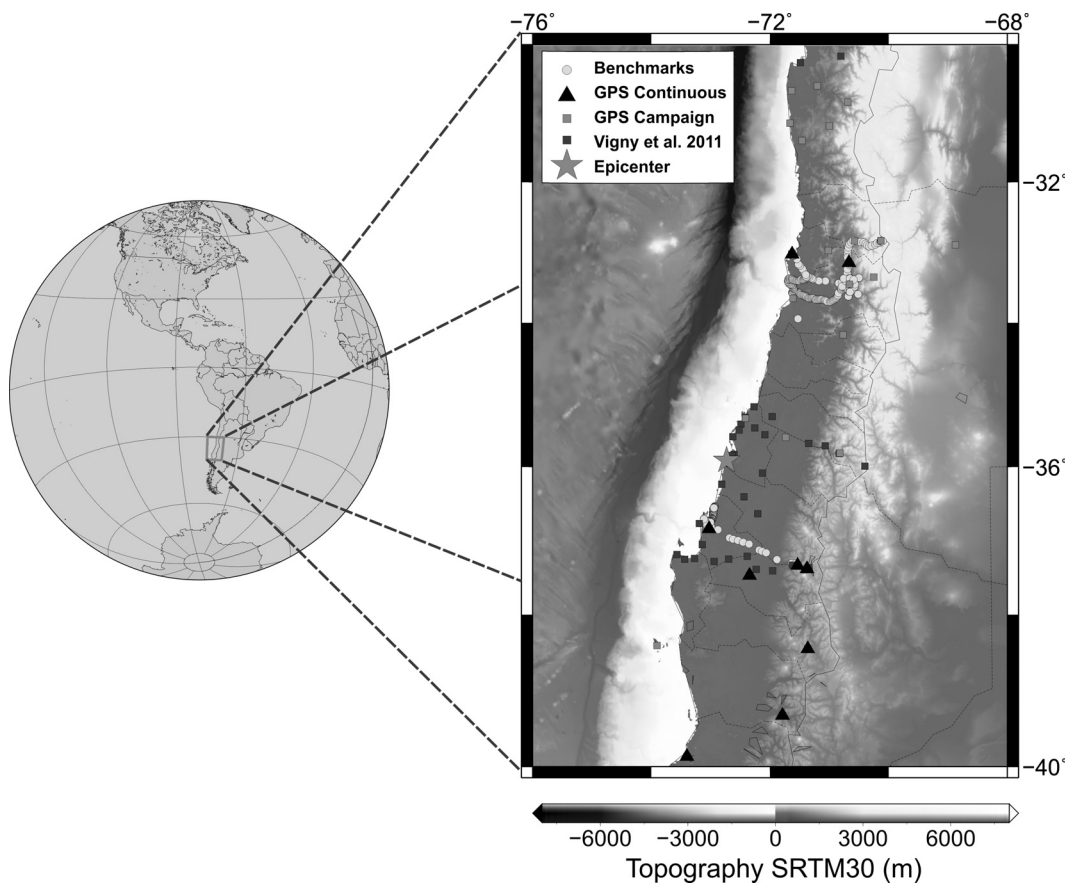


FIGURA 14 – Região de estudo incluindo topografia e batimetria baseadas no srtm30 (BECKER et al., 2009)

Fonte: MONTECINO et al. (2017)

Estimativa da assinatura do terremoto baseada em medições GNSS O posicionamento GNSS é atualmente uma técnica amplamente utilizada em Geociências devido à sua capacidade

na determinação de coordenadas em um sistema geocêntrico global e para fornecer séries temporais consistentes de posições de estação com precisão no nível milimétrico (BOCK; MELGAR, 2016). Neste estudo, utilizou-se dois conjuntos de estações GNSS. O primeiro conjunto incluiu 28 estações temporárias de GNSS ocupadas em campanhas antes e depois do terremoto do Maule. Usaram-se essas estações para estimar os efeitos co-sísmicos. Um segundo conjunto de estações de monitoramento contínuo GNSS no período de 2007 a 2015 (ver figura 14), o que permitiu analisar os efeitos co-sísmicos e pós-sísmicos associados ao terremoto do Maule 2010. O processamento de dados GNSS foi realizado com o software Bernese 5.2.

Foram utilizadas órbitas precisas do GPS provenientes do IGS. A Vienna Mapping Function (BOEHM et al., 2006) foi usada para modelar a refração troposférica, bem como a correção absoluta do centro de fase da antena (SCHMID et al., 2007). Os atrasos na ionosfera foram removidos pela estratégia de combinação de dupla frequência *ion-free*. As coordenadas cartesianas geocêntricas da janela de tempo de 2007 a 2014 foram transformadas em coordenadas geodésicas ( $\varphi, \lambda, h$ ), e somente a altitude elipsoidal foi utilizada para estudar os deslocamentos devidos aos efeitos co e pós-sísmicos. Finalmente, os *outliers* foram removidos com base na regra 3 RMS.

Foram utilizadas também as deformações co-sísmicas verticais publicadas por VIGNY et al. (2011) para complementar a fonte de dados GNSS e para obter uma melhor representação da distribuição dos saltos co-sísmicos associados ao terremoto do Maule. Essas soluções complementares vieram de estações GNSS contínuas e de campanha. Segundo VIGNY et al. (2011), para as estações contínuas os saltos co-sísmicos foram determinados como a diferença entre o dia anterior e o dia após o terremoto. Para as campanhas, os saltos foram determinados extrapolando a última posição conhecida antes do terremoto até a data da reavaliação após o terremoto utilizando a taxa inter-sísmica e comparando as posições anteriores com as presentes.

Em 17 de abril de 2011, o IGS alterou o sistema de referência para as órbitas precisas do GPS de IGS05 para IGS08. Como não existe um conjunto de parâmetros de transformação precisos locais (translação, rotação e escala) necessários para atualizar de IGS05 para IGS08, o efeito da mudança de referência nas altitudes foi considerado como um "salto" dentro do modelo de trajetória.

Em geral, encontrou-se um salto médio sistemático de  $-13 \pm 4$  mm associado à época da mudança do referencial. Além disso, todos os terremotos e alterações da antena GNSS que ocorreram durante o período de estudo nas estações foram modelados através do modelo de trajetória. Para identificar a época do terremoto e/ou uma mudança de antena, receptor ou firmware, utilizou-se o catálogo publicado no site do *US Geological Survey*.

Além disso, foram considerados os terremotos superficiais mais importantes da região, além do terremoto do Maule, ocorridos entre janeiro de 2010 e maio de 2012). Os efeitos de cinco terremotos mais importantes considerados na série temporal GNSS têm valores de aproximadamente  $\pm 10$  mm (ver figura 15).

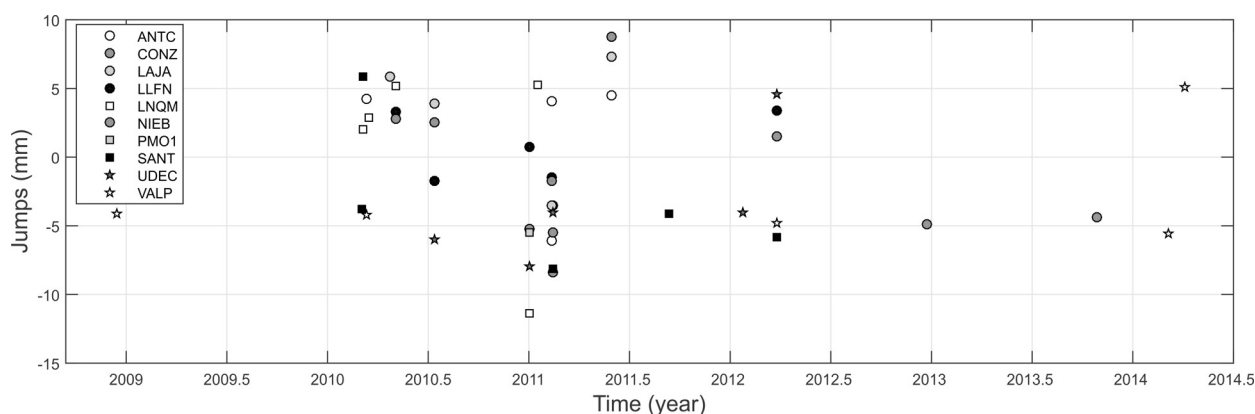


FIGURA 15 – Magnitude dos saltos produzidos pelos principais terremotos de menor profundidade durante o período de estudo

Fonte: MONTECINO et al. (2017)

### 3.1.4 Soluções de campo de gravidade mensal baseadas no GRACE

As soluções mensais GRACE de agosto de 2002 a março de 2016 foram utilizadas na análise vinculada ao espaço do geopotencial. Foram utilizados dados correspondentes a 147 soluções mensais de SHCs (produtos de Nível 2) Versão 05 (RL05), desenvolvidas até grau/ordem 96. A estratégia aqui utilizada foi idêntica a apresentada na “seção 3.2.1.3 Séries temporais do geoide baseadas em GRACE”.

Com relação ao nível de incerteza do GRACE, foi estimado usando o RMS das altitudes do geoide sobre o Oceano Pacífico, como sugerido em CHEN, WILSON e TAPLEY (2010). Durante um determinado mês, as latitudes de  $56^{\circ}S$  e  $17^{\circ}S$  (a mesma zona de latitude que a região de estudo) e longitudes de  $180^{\circ}W$  e  $90^{\circ}W$  definiram as altitudes do geoide em uma região geográfica. Isto foi necessário, pois os erros calibrados dos SHCs com base na solução UT-CSR até grau/ordem 96 não estavam disponíveis. Embora a estimativa dos erros GRACE possa ser melhorada usando a matriz de covariância completa (JENSEN; RIETBROEK; KUSCHE, 2013) e erros dos modelos de conhecimento a priori (background model) (FOROOTAN et al., 2014), uma comparação das medidas GRACE com observações verdadeiras seria mais interessante para fins de validação (FERREIRA et al., 2016). No entanto, a abordagem de CHEN, WILSON e TAPLEY (2010) fornece uma medida aproximada dos erros dos geoides derivados do GRACE, uma vez que as variações de sinal sobre os oceanos são zero. Assim, qualquer valor diferente de zero reflete o erro nas medições GRACE, bem como os produtos de-aliasing (e.g., modelo oceânico).

### 3.1.5 Estimativa da assinatura do terremoto nas observações geodésicas

Conforme mencionado na introdução, o objetivo principal deste artigo é o de estimar a deformação da CHVRF gerada por efeitos co-sísmicos e pós-sísmicos associados ao terremoto do Maule com base em observações GNSS e GRACE. (Todas as quantidades envolvidas na

estimativa da co-sísmica e pós-sísmica, ou seja, altitudes elipsoidais, altitudes ortométricas e altitudes geoidais foram reduzidas ao sistema de maré zero). Foram considerados o terremoto do Maule, o carregamento hidrológico e os efeitos GIA como predominantes no sinal geodésico. Consequentemente, a modelagem desses efeitos é necessária no cálculo do impacto do terremoto do Maule nas altitudes ortométricas. O carregamento hidrológico pode ser considerado a partir de modelos hidrológicos globais (e.g. GLDAS). No entanto, esses modelos não funcionam bem na América do Sul, principalmente devido à falta de medidas in-situ (CHEN et al., 2009). Portanto, assumiu-se que as amplitudes e fases da deformação superficial devido ao carregamento hidrológico vieram principalmente de componentes sazonais, que geralmente se repetem em anos consecutivos. (Note-se que sinais encontrados em hidrologia, por exemplo, precipitação, têm características transitórias, que poderiam levar a processos não estacionários). Então, usou-se uma função harmônica com frequências anual e semi-anual para modelar os efeitos hidrológicos. Considerou-se que a deformação vertical influenciada pelo GIA veio da resposta global da Terra às mudanças na carga de gelo após o último período glacial de acordo com um modelo global. Deve-se notar que existem vários modelos do GIA, como o ICE-3G (TUSHINGHAM; PELTIER, 1991) e o ICE-4G (PELTIER, 1994). No entanto, foi escolhido o modelo recente proposto por GERUO, WAHR e ZHONG (2013), pois representa o estado-da-arte na estimativa global do efeito GIA. Suas vantagens incluem novos resultados para a Terra compressível, e utiliza uma estrutura elástica e perfil de viscosidade com um raio de variação contínua ao longo do manto, considerações estas não disponíveis nos modelos mais antigos. Para as altitudes elipsoidais e geoidais, foram aplicadas as variações de elevação na litosfera ( $\dot{h}_{GIA}$ ) e as tendências lineares no geoide ( $\dot{N}_{GIA}$ ) filtradas com um filtro estocástico chamado DDK5, sendo este filtro aproximadamente equivalente a um filtro de Gauss de raio igual a 240 km.

Foi considerado o impacto do terremoto nas RNs da CHVRF da seguinte maneira:

$$H(t) = H(t_0) + \delta H \quad (3.1)$$

$$\delta H \approx \delta h_{GNSS} - \delta N_{GRACE} \quad (3.2)$$

$$\delta H = (h_E + h_{GIA} + h_{Hyd}) - (N_E + N_{GIA} + N_{Hyd}) \quad (3.3)$$

Onde  $t$  e  $t_0$  é uma época específica e a época de referência, respectivamente, e  $\delta H$ ,  $\delta h_{GNSS}$ ,  $\delta N_{GRACE}$  indicam as variações temporais (lineares e não-lineares) associadas aos efeitos dos terremotos e tectônica (sub-índice E), GIA (sub-índice GIA) e variações hidrológicas (sub-índice Hyd) nas altitudes ortométricas, elipsoidais e geoidais, respectivamente.

Para modelar a tendência dos efeitos hidrológicos sazonais e os efeitos co- e pós-sísmicos simultaneamente nas séries temporais geodésicas (GNSS e GRACE), foi empregado o modelo de trajetória (BEVIS; BROWN, 2014) apresentado na eq. 2.81. Vale ressaltar que, na estimativa dos parâmetros com base nas séries temporais GRACE, o termo  $\Delta t_i$  é constante ( $\sim$

6,0 anos a partir do Terremoto do Maule de 2010), isso ocorre porque cada série tem o mesmo comprimento, o que não é o caso da série temporal do GNSS. Observou-se que o modelo apresentado pela eq. (64) é insensível ao efeito de atribuir um valor moderadamente errôneo ao parâmetro  $T$  (BEVIS; BROWN, 2014). O interesse era modelar o movimento em altitude da estação mais do que entender as causas físicas. Os parâmetros do modelo de trajetória foram estimados pelo MMQ.

### 3.1.6 Resultados

Os parâmetros da eq. 2.81 foram estimados por um ajuste de mínimos quadrados dentro do modelo Gauss Markov. É possível ver na tabela 7 que, para praticamente todas as estações GNSS, os efeitos hidrológicos, co- e pós-sísmicos são notórios nas séries. Os efeitos hidrológicos associados às amplitudes anuais ( $R_1$ ) e semi-anuais ( $R_2$ ) atingiram valores máximos de  $\sim 9$  mm e  $\sim 3$  mm nas estações LAJA e LLFN, respectivamente.

Os efeitos co-sísmico e pós-sísmicos atingiram valores máximos de -340 mm e 52 mm nas estações UDEC e ANTC, respectivamente (ver figura 16). Além disso, as estações LAJA e LNQM apresentam deformação pós-sísmica significativa ( $>20$  mm). O resto das estações não revelou considerável relaxação viscoelástica exponencial após o terremoto ( $<20$  mm).

O resultado do termo transitório logarítmico associado à mudança pós-sísmica durante o período observado nas estações GNSS mostrou resultados heterogêneos. Para as estações ANTC, LAJA e LNQM localizadas na Cordilheira dos Andes, os valores da mudança pós-sísmica total revelaram um uplift de 24 mm a 52 mm, enquanto as estações CONZ e VALP localizadas na costa apresentaram subsidência de aproximadamente -8 mm a -3 mm (tabela 7).

TABELA 7 – Velocidades, saltos co-sísmico, amplitudes anuais ( $R_1$ ) e semi-anuais ( $R_2$ ), parâmetros associados com o efeito pós-sísmico ( $a_i$ ), tempo de ocorrência desde o terremoto ( $\Delta t$ ), e efeito GIA na altitude elipsoidal ( $\dot{h}_{GIA}$ )

Station	$\dot{h}_{GIA}$ [mm/ano]	$\dot{h}$ [mm/ano]	$\vartheta h_1$ [mm]	$R_1$ [mm]	$R_2$ [mm]	$a_1$ [mm]	$\Delta t$ [ano]	$a_i \log(1 + (\frac{\Delta t_i}{T_i}))$ [mm]
ANTC	0,4	2,37	-33,75	8,38	1,09	71,70	4,28	51,81
CONZ	0,3	-1,70	-49,43	4,72	0,43	-10,51	4,28	-7,60
LAJA	0,4	2,99	-31,95	9,03	0,21	33,71	4,08	23,80
LLFN	0,5	5,14	-11,25	3,88	2,57	13,20	4,03	9,26
LNQM	0,5	2,79	-12,96	6,86	1,19	36,78	3,83	25,15
NIEB	0,4	6,40	-21,65	5,68	0,75	-0,57	4,21	-0,41
PMO1	0,3	4,60	-4,59	6,07	1,92	5,68	3,75	3,84
SANT	0,3	4,0	-25,71	1,4	1,4	26,7	3,04	16,2
UDEC	0,3	-0,6	-340,24	5,2	0,7	15,5	4,22	11,2
VALP	0,3	1,8	-127,45	3,6	2,1	-3,6	4,28	-2,6

Fonte: O autor.

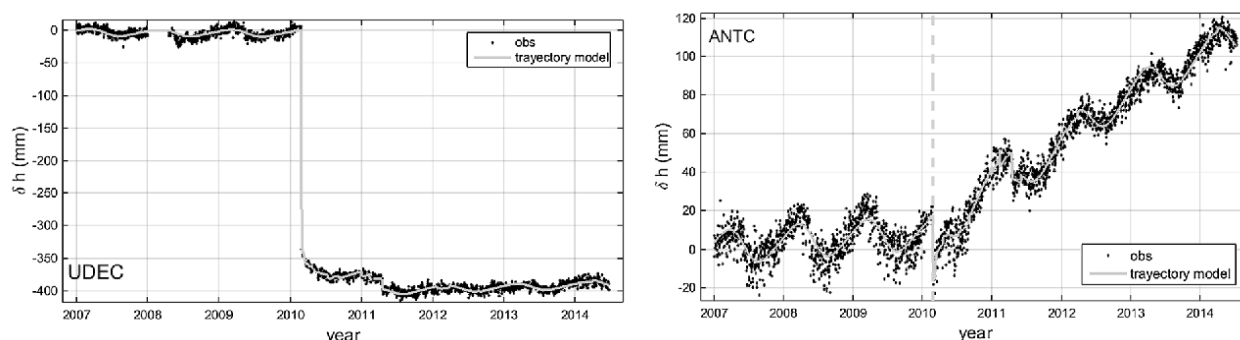


FIGURA 16 – Série temporal para as estações GNSS UDEC e ANTC, que mostram o maior salto e efeito pós-sísmico em altitudes elipsoidais, respectivamente.

Fonte: MONTECINO et al. (2017)

Em relação à análise da série temporal do geóide, o efeito co-sísmico causou uma subsidência no geóide que atingiu -3,3 mm na estação SANT. A contribuição hidrológica atingiu uma amplitude máxima de 1,2 mm e 0,3 mm em períodos anuais e semi-anuais nas estações LLFN e NIEB, respectivamente (ver figura 17 e tabela 8).

O GIA sobre o geóide apresentou valores de aproximadamente 0,1 mm/a. A deformação pós-sísmica do geóide atingiu valores de cerca de 2,4 mm (ver tabela 8). Além disso, nenhuma correlação significativa pode ser observada em relação aos valores pós-sísmicos encontrados nas séries temporais GNSS (coeficiente de correlação 0,49 no parâmetro  $a_1$ ). Possíveis razões são mudanças sazonais não regulares, grandes variações interanuais, dificuldade em separar o sinal hidrológico, presença de outros processos, como afterslip na interface da placa e relaxamento viscoelástico, e aumento de erros nas observações GRACE ao longo do tempo (Figura 17).

No entanto, uma das razões pelas quais o sinal do terremoto do Maule (terremoto superficial, profundidade de 30 km) sobre as observações GRACE não é tão intenso quanto o refletido na superfície terrestre pelas observações GNSS parece ser devido ao fato de que uma grande parte do sinal do terremoto está localizada na superfície e nos curtos comprimentos de onda ( $> 96$  grau/ordem) onde as observações do GRACE não são sensíveis. Exemplos de terremotos de magnitude similar (e.g., terremoto de Japão Tohoku-Okii de Mw 9.0), explorados por observações do GOCE com melhor resolução espacial, mostraram variações de altitude do geóide entre 0,8 a -1,2 cm (FUCHS et al., 2013).

Quando são comparadas as velocidades de VEMOS2015 com as estimadas no presente estudo, obtivemos um RMS de 8,2 mm/a.. Atribuiu-se essas diferenças principalmente aos modelos de correção, estações fiduciais usadas no ajuste de rede, modelos usados na estimativa de velocidade e os períodos de dados usados. Por exemplo, SÁNCHEZ e DREWES (2016) relataram que o período associado ao sinal pós-sísmico foi removido das equações normais semanais e apenas as velocidades constantes são estimadas para a construção do VEMOS2015. Devido à distribuição heterogênea, ao baixo número de estações GNSS contínuas e à baixa



aderência de velocidades estimadas com as dos modelos VEMOS2015, torna-se complicado preencher o termo de velocidade no modelo de trajetória (eq. 2.81) na região de estudos.

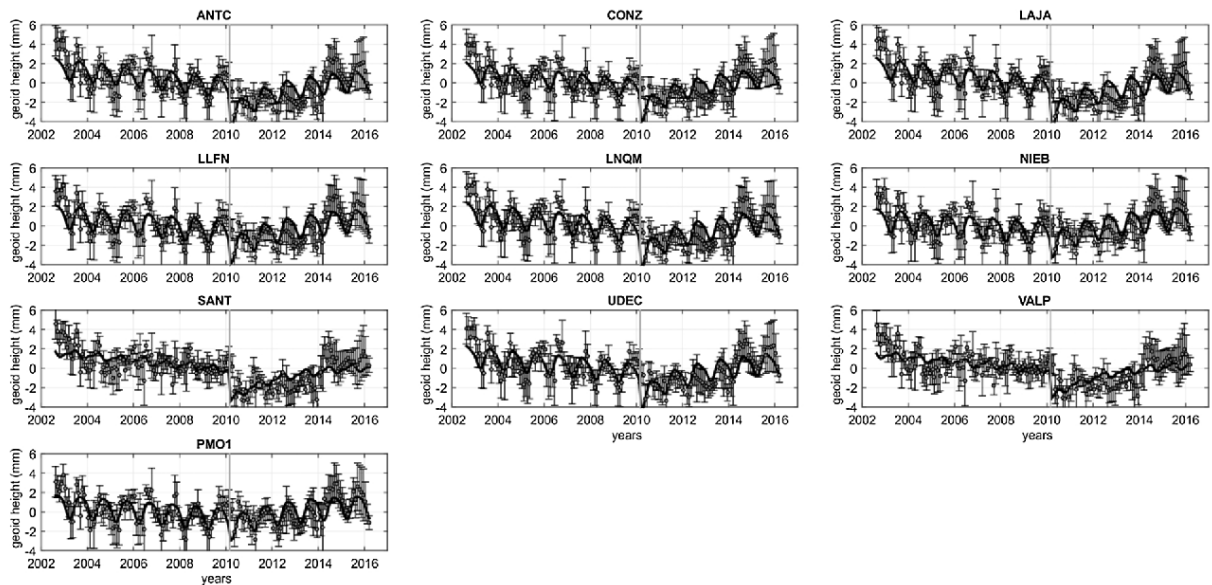


FIGURA 17 – Série temporal das altitudes geoidais para os sítios de estações de monitoramento contínuo GNSS.

Fonte: MONTECINO et al. (2017)

Na Figura 17, as linhas pretas e cinzas representam o modelo de trajetória e a época de terremoto do Maule, respectivamente, as barras de erros representam os erros de GRACE estimados como o RMS das altitudes geoidais sobre a região  $90^{\circ}W$ - $180^{\circ}W$  e  $17^{\circ}S$ - $56^{\circ}S$ .

TABELA 8 – Parâmetros para a série temporal da altitude geoidal e o efeito GIA

Station	$\dot{N}_{GIA}$ [mm/ano]	$\dot{N}$ [mm/ano]	$\vartheta N_1$ [mm]	$R_1$ [mm]	$R_2$ [mm]	$a_1$ [mm]	$a_i \log(1 + (\frac{\Delta t_i}{T_i}))$ [mm]
ANTC	0,11	-0,26	-3,12	0,99	0,23	2,77	2,35
CONZ	0,10	-0,23	-2,61	0,89	0,25	2,66	2,25
LAJA	0,11	-0,27	-3,16	1,00	0,22	2,78	2,35
LLFN	0,12	-0,22	-2,11	1,15	0,26	2,41	2,04
LNQM	0,12	-0,25	-2,66	1,11	0,24	2,63	2,23
NIEB	0,12	-0,18	-1,47	1,12	0,27	2,11	1,79
PMO1	0,13	-0,19	-1,10	1,14	0,25	1,81	1,53
SANT	0,10	-0,24	-3,33	0,33	0,15	2,59	2,19
UDEC	0,11	-0,24	-2,73	1,01	0,25	2,67	2,26
VALP	0,01	-0,22	-2,98	0,30	0,16	2,49	2,11

Fonte: O autor.

O salto co-sísmico nas altitudes elipsoidais e do geóide foi calculado pela eq. 64, e os resultados são apresentados na tabela 8.

Os efeitos co-sísmicos nas altitudes elipsoidais, que geralmente são utilizados para quantificar uplift/subsidência, mostram valores máximos e mínimos de subsidência de aproximadamente -34 cm e -0,4 cm nas estações UDEC e PMO1, respectivamente.

Para medir a correlação entre a deformação que ocorre na superfície da Terra e no geoide, estimou-se o coeficiente de correlação entre as séries temporais GNSS e GRACE. Antes de estimar a correlação, foram harmonizadas as séries temporais do GNSS, ou seja, aplicando um filtro passa-baixa usando uma média de janela de um mês e removendo os efeitos causados por outros terremotos menores, além de saltos pela troca de antena, assumindo que estes não estão presentes no sinal obtido da inversão das medições GRACE. Em geral, os resultados revelaram uma baixa correlação com um máximo de  $\sim 0,7$  para a estação VALP e o mínimo de 0,0 para a estação NIEB (ver tabela 9).

Acredita-se que a maioria das variações superficiais ocorrem em um domínio espaço-temporal de frequências de curtos comprimentos de onda, que não são alcançadas pela modelagem baseada em GRACE.

TABELA 9 – Coeficiente de correlação ( $\rho$ ) entre  $\delta h$  e  $\delta N$

Estação	$\rho$	Estação	$\rho$
ANTC	-0,3	NIEB	0,0
CONZ	0,3	PMO1	-0,1
LAJA	-0,3	SANT	-0,6
LLFN	-0,1	UDEC	-0,3
LNQM	-0,5	VALP	0,7

Fonte: O autor.

Os efeitos co-sísmicos nas altitudes ortométricas ( $\vartheta H(k)$ ) foram calculados utilizando a seguinte expressão (ver tabela 11 e figura 18):

$$\vartheta H(k) = \vartheta h(k) - \vartheta N(k) \quad (3.4)$$

Em que  $\vartheta h(k)$  e  $\vartheta N(k)$  são respectivamente o efeito co-sísmico em altitudes elipsoidais e do geoide para a estação  $k$ -ésima. Note-se que o efeito co-sísmico na altitude elipsoidal foi calculado a partir da equação 64 para as dez estações GNSS contínuas e calculado como a diferença entre as altitudes estimadas antes e após o terremoto no caso de observações a partir da medição GNSS com base em campanhas.

As estações localizadas entre  $-38^\circ < \varphi < -34^\circ$  experimentaram uma subsidência co-sísmica de 20 cm, até 60 cm (ver figura 18). O efeito pós-sísmico foi calculado a partir das dez estações GNSS contínuas. Deve-se notar que neste estudo foi estimado um efeito pós-sísmico curto (2010-2015). Isso pode permanecer durante anos, porém com uma taxa de variação menor que a do período da análise.

TABELA 10 – Salto co-sísmico em mm

Estação	$\vartheta h$	$\vartheta N$	$\vartheta H$
ANTC	-33,75	-3,12	-30,63
CONZ	-49,43	-2,61	-46,82
LAJA	-31,95	-3,16	-28,79
LLFN	-11,25	-2,11	-9,14
LNQM	-12,96	-2,66	-10,30
NIEB	-21,65	-1,47	-20,18
PMO1	-4,59	-1,10	-3,49
SANT	-25,71	-3,33	-22,38
UDEC	-344,34	-2,73	-341,61
VALP	-139,98	-2,98	-137,00

Fonte: O autor.

Observou-se que, após a remoção do efeito hidrológico nas séries temporais GNSS e GRACE, as séries temporais de altitudes ortométricas não apresentaram componentes periódicas significativas.

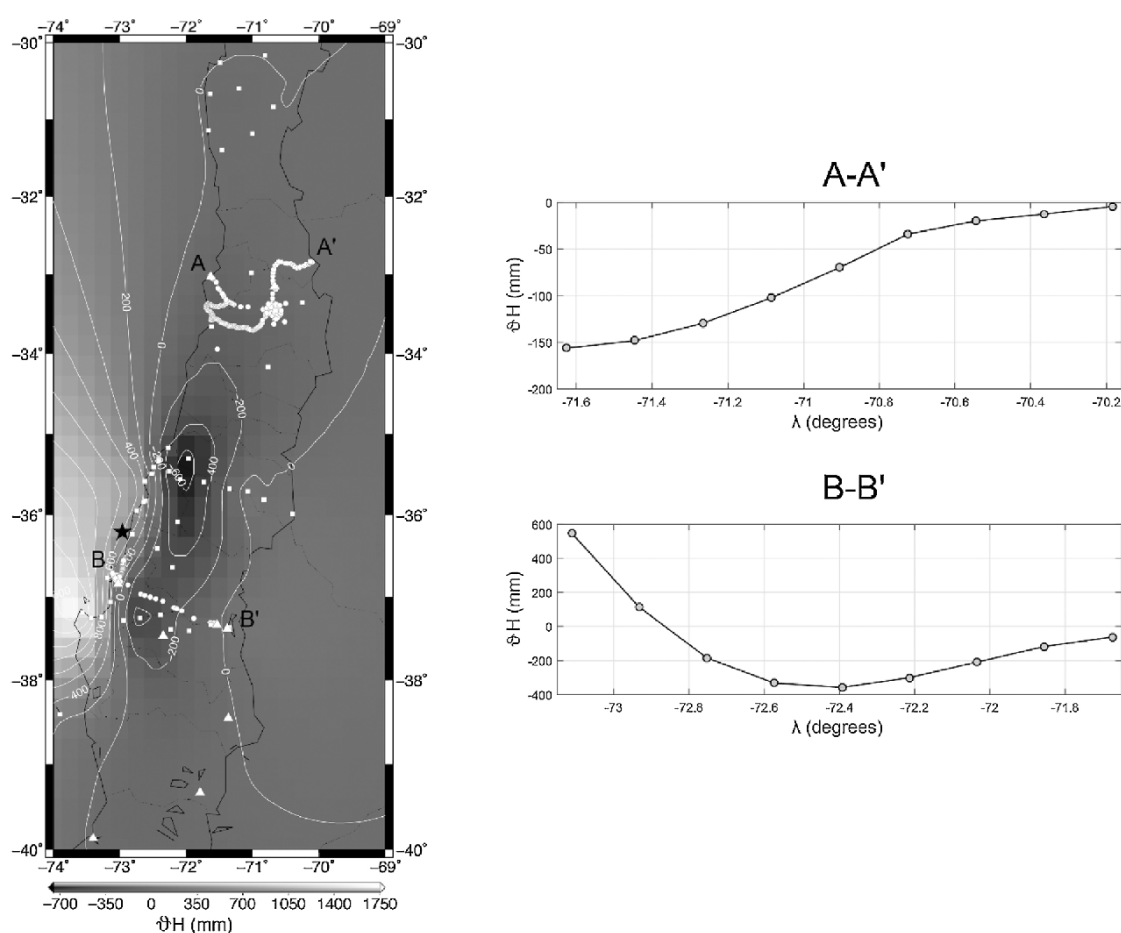


FIGURA 18 – Distribuição espacial do efeito co-sísmico nas altitudes ortométricas devido ao terremoto do Maule.

Fonte: MONTECINO et al. (2017)

Na figura 18 painel esquerdo são apresentadas as curvas de nível do efeito co-sísmico, estações GNSS e linhas de nivelamento. Na figura 18 painel direito apresentam-se os perfis das deformações co-sísmicas ao redor das linhas de nivelamento mais afetadas pelo terremoto.

A estrutura da CHVRF baseia-se em um conjunto de linhas de nivelamento densificadas na direção oeste-leste e é baseada em muitos segmentos; e em cada um deles esta associa-se a um marégrafo específico, e estes sem conexão entre si. Assim, considerando as características da CHVRF e a deformação co-sísmica, que também são predominantemente distribuídas na direção oeste-leste, os efeitos co-sísmicos e pós-sísmicos devidos ao terremoto do Maule na CHVRF se traduzem apenas na modelagem destes efeitos sem considerar a influência dos erros sistemáticos na rede. Esses erros sistemáticos são principalmente devidos ao ajuste injuncionado em cada marégrafo; cada marégrafo materializa uma superfície equipotencial diferente e portanto de altitudes zero (geoides locais) distintas.

De acordo com os resultados obtidos, a CHVRF deve introduzir aspectos cinemáticos em sua manutenção, como o uso de um modelo de trajetória semelhante aos aqui apresentados, originados nas ideias contidas na Eq. 2.81. As taxas de variação experimentadas nas altitudes elipsoidais provenientes de diferentes fenômenos geodinâmicos devem ser consideradas para a determinação de altitudes ortométricas, com o objetivo de prever altitudes e manter um sistema moderno de altitudes multifuncionais. O geoide é sensível a mudanças de massa, como as causadas pelo terremoto de Maule, embora as deformações atinjam apenas alguns milímetros circunscritas a regiões próximas. Devido que as soluções GRACE são limitadas em termos de resolução espectral/espacial (grau/ordem 96 equivalentes a metade do comprimento de onda  $\sim 200$  km), uma densificação regional nas medidas de gravidade terrestre e aérea podem melhorar a estimativa das mudanças de altitudes do geoide. Assim, a maior parte do sinal contido nos curtos comprimentos de onda do campo de gravidade da Terra seria melhor recuperada. Nesse sentido, os resultados podem ser considerados preliminares e devem ser interpretados com cautela. Estimou-se que só é possível alcançar variações do geoide que possam influenciar a Rede de Referência Vertical dentro da região considerada em períodos mais longos ( $> 5$  anos) do que aqueles usados na presente análise. No período abrangido aqui, pode-se considerar que a maioria das variações de altitudes ortométricas podem ser explicadas pelas mudanças de altitude elipsoidal observadas com o GNSS.

### 3.1.7 Conclusão e perspectivas futuras

Neste estudo de caso, foi apresentada a primeira estimativa do impacto da deformação do terremoto Maule 2010 sob a CHVRF. Para tanto, considerou-se uma estratégia indireta baseada em observações GNSS e GRACE e um modelo de trajetória. O terremoto gerou subsidências co-sísmicas importantes, de acordo com as observações, em quase todas as estações consideradas neste estudo. Estes aspectos devem ser considerados ao atualizar as altitudes associadas aos segmentos da CHVRF na região de estudo. Observou-se que o sinal de

deformação associado aos segmentos da CHVRF devido ao terremoto foi quase completamente recuperado ( $\sim 110\%$ ) pelas variações nas altitudes elipsoidais derivadas do GNSS. No entanto, as variações experimentadas no geoide devido a terremotos, GIA e efeitos hidrológicos devem ser consideradas em longos períodos ( $> 5$  anos) com o objetivo de alcançar os requisitos de manutenção da rede geodésica vertical moderna com uma precisão relativa da ordem de 3 ppm.

Os efeitos co-sísmicos e pós-sísmicos associados ao terremoto do Maule mostraram características de descontinuidade predominantes na direção leste-oeste perto do epicentro (ver figura 18). Note-se que os comportamentos das estações localizadas mais longe do epicentro não revelam necessariamente o sinal do terremoto do Maule, pois podem conter efeitos superpostos de outros fenômenos em regiões mais próximas e sem maiores informações.

Os resultados mostram a possibilidade de uma análise temporal indireta de altitudes ortométricas realizada através da combinação de velocidades, componentes periódicas, saltos e relaxamento pós-sísmico com base em observações GNSS e GRACE integradas em um modelo de trajetória com resolução espacial moderada. Mesmo considerando as restrições destaca-se que a metodologia apresentada aqui poderia ser usada para atualizar um sistema de altitude, especialmente em regiões com atividade sísmica predominante e forte sinal hidrológico.

Recomenda-se um estudo de validação da metodologia proposta, com base no re-nivelamento de algumas das linhas niveladas na região de estudo em associação com a gravidade para a obtenção dos efeitos no espaço do geopotencial.

Em relação à distribuição pobre e heterogênea das estações GNSS para modelar os efeitos associados aos curtos comprimentos de onda, tem-se estudado a possibilidade de recuperar modelos de deformação temporal através da combinação e interpolação de observações GNSS (2D+1D) e InSAR (1D) e uma inversão conjunta com observações do GRACE sobre a região de estudo. Estes aspectos compõem como sugestões para trabalhos futuros nas recomendações apresentadas ao final desta tese.

Finalmente, de acordo com a estimativa e análise das deformações espaço-temporais dos segmentos da CHVRF aqui apresentados, recomenda-se tomar precauções ao usar os dados, porque as distorções introduzidas da deformação da rede podem ser maiores que as tolerâncias aceitas em algumas aplicações, como projetos de engenharia civil.

## 3.2 ESTIMATIVAS E ESTUDO DE ALTERNATIVAS E IMPLICAÇÕES DAS DEFORMAÇÕES VERTICAIS NAS REDES VERTICAIS NA AMÉRICA DO SUL

### 3.2.1 Dados utilizados e processamento

#### 3.2.1.1 Região de estudo

A região de estudo consiste no território continental da América do Sul, entre  $12^{\circ} < \varphi < -56^{\circ}$  e  $-88^{\circ} < \lambda < -32^{\circ}$  (ver figura 19).

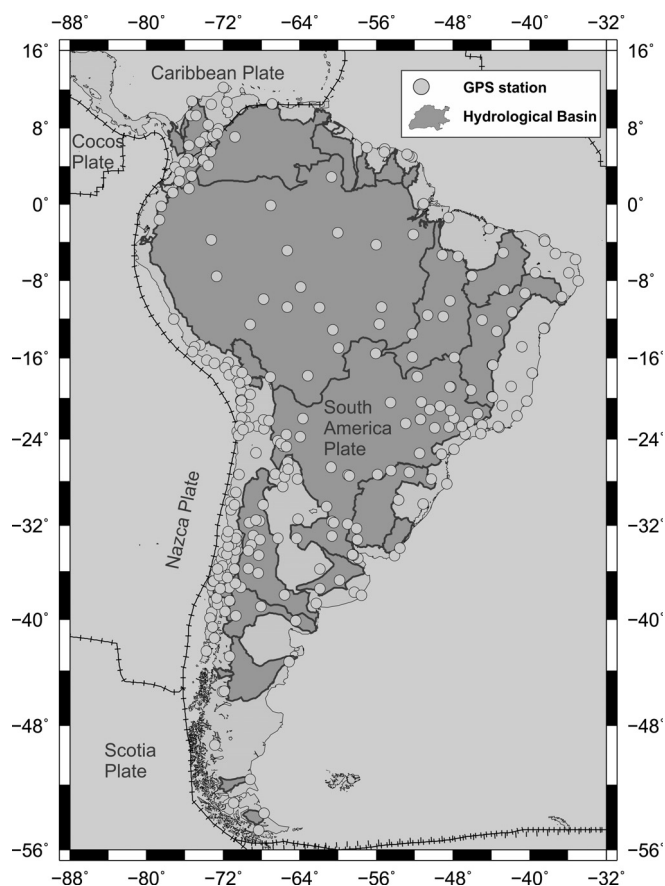


FIGURA 19 – Região de estudo, principais bacias hidrográficas e estações GPS utilizadas.

Fonte: O autor

#### 3.2.1.2 Séries temporais GPS

Dois centros de processamento fornecem séries temporais associadas a uma grande cobertura ( $> 200$  estações) de estações GPS na região de interesse, estes são: o SIRGAS e o Laboratório Geodésico de Nevada (*Nevada Geodetic Laboratory* - NGL). No entanto, optou-se pelas soluções do NGL justificado pelas seguintes vantagens em relação às soluções SIRGAS:

- Maior quantidade de estações na região de estudo;
- Melhor resolução temporal (diária);

- Fornece o desvio padrão das soluções;
- Vincula e fornece as épocas onde acontecem descontinuidades ou problemas nas séries temporais associadas a troca de antena, referencial ou terremotos; e
- O modo de processamento utilizado pelo NGL, o Posicionamento de Ponto Preciso (*Precise Point Positioning*-PPP) gera soluções menos dependentes das estações fiduciais.

Com propósito de conhecer a consistência entre as soluções SIRGAS e NGL, foi realizada uma comparação de 209 estações GPS em comum. Obteve-se um RMS médio de 13 mm e um valor médio das médias de cada série temporal de 0,3 mm. Os resultados são apresentados na figura 20.

Pode-se observar que existem ao menos três estações que indicam exagerados valores de RMS. Estas são: ABCC, ABPD, e RIOG. A figura 21 apresenta a situação específica de cada caso. No caso das estações ABCC e ABPD pode-se identificar um efeito sistemático médio de -98 mm e -94 mm, respectivamente. Já no caso da estação RIOG, o grande valor de RMS é produto de um *outlier* de magnitude superior a 1 m.

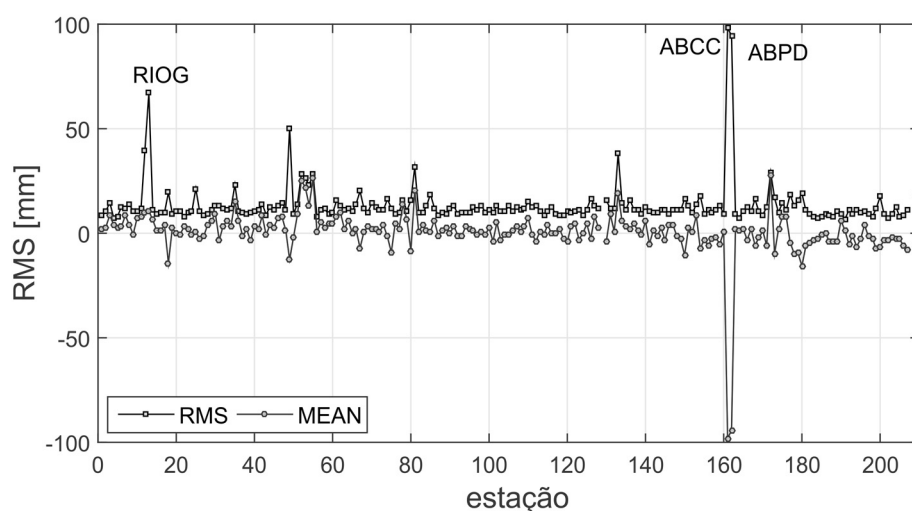


FIGURA 20 – Comparação das séries temporais do SIRGAS com o NGL.

Fonte: O autor

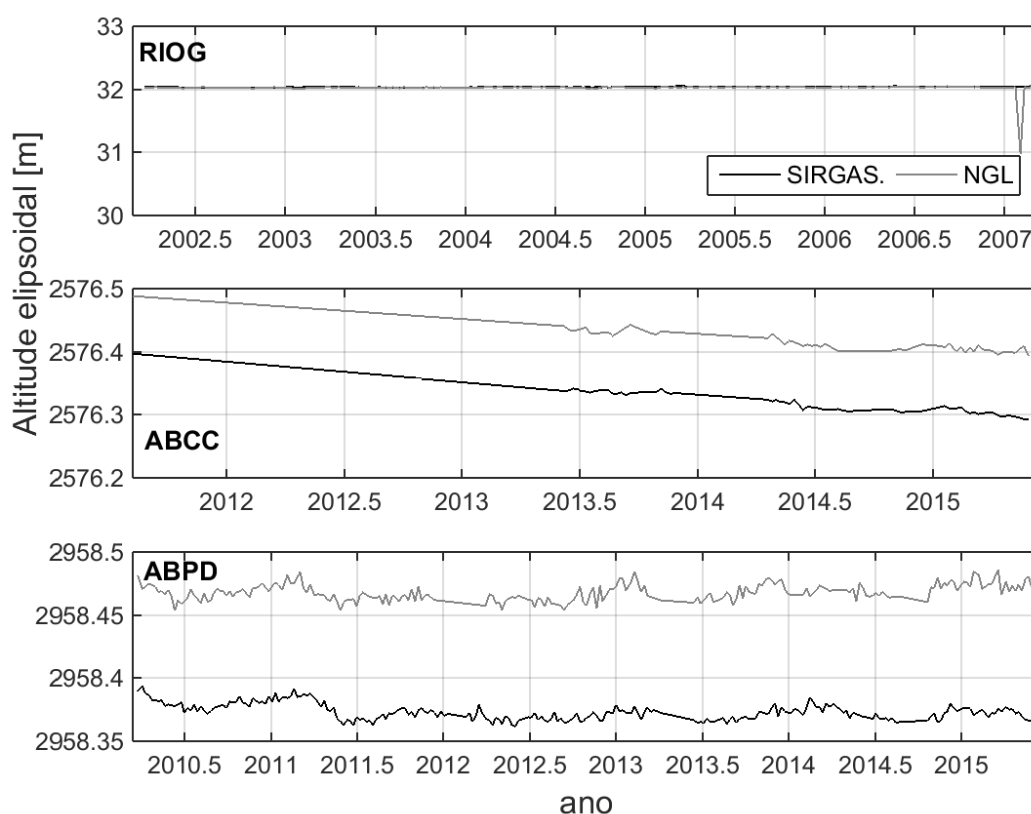


FIGURA 21 – Estações com maiores diferenças entre as séries temporais do SIRGAS e NGL.

Fonte: O autor

Uma vez removidas as três estações, obteve-se um valor médio das médias de cada estação de 1,2 mm e um valor médio de RMS de 12 mm. Estes resultados indicam em geral que, as diferenças entre os resultados obtidos do NGL e do SIRGAS são apenas de ruídos aleatórios, mas não de um efeito sistemático generalizado.

Os critérios para a seleção das estações GPS desde a base de dados do NGL foi:

- Estar localizadas no continente Sul-americano;
- Conter mais de 3 anos de dados;
- Ter menos de 3 meses de dados faltantes; e
- O período de observação estar na janela 2002.6-2016.2.

O processamento para a obtenção das séries temporais finais pode ser resumido como segue:

1. Selecionar as estações que cumprem com as condições acima apresentadas;
2. Remover os *outlier* com base na regra dos 3 RMS; e



3. Filtrar com um Gaussiano retangular passa baixa para obter uma observação por mês, isto com propósito de contrastar com os resultados obtidos do GRACE.

Finalmente foram selecionadas 292 estações GPS que cumprem as condições indicadas anteriormente.

TABELA 11 – Dados usados no processamento GPS

Rede GNSS	Site web
UNAVCO	ftp://data-out.unavco.org
CDDIS	ftp://cddis.gsfc.nasa.gov
CORS	ftp://cors.ngs.noaa.gov/cors
SIO	ftp://garner.ucsd.edu
EUREF	ftp://igs.bkg.bund.de/EUREF
GEONET	ftp://ftp.geonet.org.nz
GREF	ftp://igs.bkg.bund.de/GREF
IGN	ftp://rgpdata.ign.fr
AUSTRALIA	ftp://ftp.ga.gov.au
GSI	ftp://terras.gsi.go.jp
SONEL	ftp://ftp.sonel.org

Fonte: O autor.

Os modelos e convenções aplicadas no processamento dos dados GPS pelo NGL são resumidos na sequência c.f. BLEWITT et al. (2013):

- Os dados GPS foram processados usando o software GIPSY OASIS II disponibilizado pelo JPL e usando os produtos de órbita GPS fiducial-free do JPL (BERTIGER et al., 2010).
- O método PPP foi aplicado aos dados de fase da portadora livre de ionosfera e dados de pseudo-distâncias (ZUMBERGE et al., 1997).
- Os dados inicialmente nos intervalos de 15 ou 30 s foram automaticamente editados usando o algoritmo TurboEdit, então em intervalos de 5 min, dados de fase de portadora foram decimados e suavizados pelas portadoras de pseudo-distâncias (BLEWITT, 1990).
- Em geral, foram aplicados os modelos conforme recomendado pelas convenções do IERS (GÉRARD; LUZUM, 2010). Para modelar a refratividade troposférica, foi aplicado o modelo de atraso hidrostático proposto por DAVIS et al. (1985) e a Função de Mapeamento Global (BOEHM et al., 2006), com atraso troposférico zênital húmido e gradientes horizontais estimados como parâmetros estocásticos a cada 5 min (BARSEVER; KROGER; BORJESSON, 1998). Para o modelo de movimento da estação, o carregamento do oceano foi calculado usando os coeficientes fornecidos pelo provedor de carregamento de marés oceânicas hospedado na Universidade Chalmers (SCHERNECK, 1991)), para o qual o modelo de maré FES2004 foi aplicado. Mesmo que o referencial das órbitas fiducial-free do JPL esteja solta (*loose*), a dinâmica da órbita, juntamente com a

falta de coeficientes de gravidade de grau 1, implicam que as órbitas são nominalmente centradas no C.M.; portanto, para a consistência, o carregamento do oceano foi modelado no referencial C.M. (BLEWITT, 2003). Finalmente, a resolução de ambiguidade foi aplicada às diferenças duplas dos parâmetros estimados one-way bias (BLEWITT, 1989), usando o método de *wide lane and phase bias* - WLPB, que conecta estações individuais a estações IGS em visão comum (BERTIGER et al., 2010).

- As coordenadas das estações de saída processadas desta forma estão inicialmente num referencial independente das órbitas GPS fiducial-free do JPL. Estes foram transformados para o referencial IGS08 usando diariamente uma transformação de 7-parâmetros que são fornecidos com os produtos de órbita do JPL. O IGS08 é um referencial derivado do ITRF2008 e consiste de 232 estações IGS distribuídas globalmente (REBISCHUNG et al., 2012).
- O sistema de processamento de dados inclui o controle de qualidade, como detecção iterativa de *outliers* das observações de entrada e rejeição de coordenadas de saída se os dados não atendem a certos critérios, como número de saltos de ciclos não resolvidos, fração do dia coberto pelos dados e erros formais.

Cabe salientar que o IGS08 é uma realização GPS do ITRF2008, e por isso está vinculado ao C.M. em um sentido secular (tendência de longo prazo), mas não controla qualquer verdadeiro desvio do C.M. em escalas de tempo curtos (como as séries aqui analisadas), e por isso é mais próxima ao CE, onde este último é indistinguível em relação ao C.F. (comunicação pessoal BLEWITT, 2017).

Na figura 22 apresenta-se um esquema resumo das etapas de pré/ processamento das séries temporais GPS.

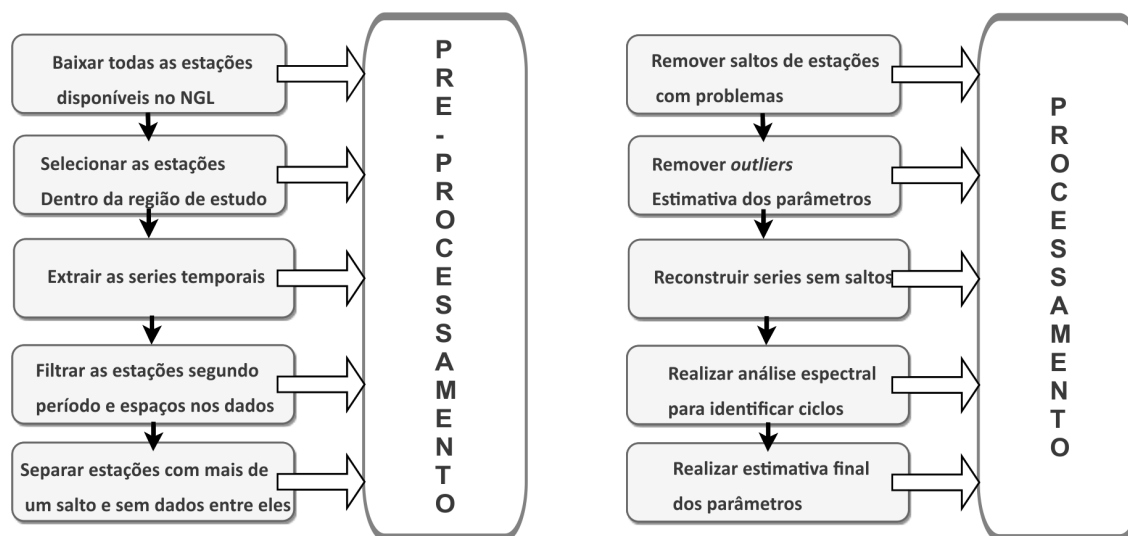


FIGURA 22 – Esquema de pré-processamento e processamento das séries temporais GPS.

O pré-processamento consistiu nas tarefas de baixar, selecionar, e extrair as séries temporais GPS, isto é, a época, coordenadas cartesianas geocêntricas, e os respectivos desvios padrões oriundos das soluções diárias. Posteriormente foi realizada uma filtragem para obter somente as estações que se encontram dentro da região de estudo e que cumprem com os critérios apresentados anteriormente.

Já na etapa de processamento, as tarefas realizadas foram:

- Remover os saltos das estações com problemas, isto nos casos que se encontraram mais de um salto consecutivo sem dados entre eles;
- Foram calculadas as anomalias (diferenças) em relação à altitude elipsoidal da primeira época de observação;
- Foi realizada uma remoção de *outliers* com base na regra de 3 RMS;
- Uma vez obtidas as magnitudes dos saltos, as séries foram corrigidas;
- Após a homogeneização do “referencial” das séries, foram removidas as tendências e então realizada uma análise espectral baseada no periodograma de Lomb Scargle visando a identificação das frequências predominantes no sinal;
- Finalmente foi realizada a estimativa dos parâmetros com base no modelo funcional de trajetória MLOJP com as componentes de frequências identificadas no passo anterior.

Com propósito de explorar as propriedades estatísticas dos residuais obtidos após a estimativa dos parâmetros, foi aplicado o teste de normalidade *Jarque-Bera* (JARQUE; BERA, 1987) num nível de significância de 5%. No teste *Jarque-Bera* a hipótese nula indica que os dados provêm de uma distribuição normal com uma média e variância desconhecidas, e a hipótese alternativa indica que os dados não vêm dessa distribuição. Os resultados revelam que  $\sim 79\%$  dos dados passam no teste de normalidade. Conforme estes resultados, acredita-se que as seguintes causas poderiam afetar  $\sim 21\%$  das séries que não passaram no teste de normalidade:

- Simplificação do modelo funcional, não são incluídas todas as frequências contidas no sinal;
- Impacto de dados faltantes ( $> 2$  meses);
- Correção dos saltos por troca de antena ou efeito co-sísmico e relaxação pós-sísmica (ver figura 31); e
- Presença de outros ruídos (e.g. white noise, flicker noise, random walk)

Foi realizada uma análise das séries temporais que não passaram no teste de normalidade, e encontrou-se que em geral estas estações: encontram-se localizadas nas proximidades da costa (ver figura 23), ou com grande quantidade de ruído, e que apresentam várias lacunas de dados menores de dois meses ao longo de toda a série.

O fato das estações estarem localizadas nas proximidades da costa, poderia ter relação com o impacto da deficiente modelagem dos efeitos *Non-Tidal* nas séries GPS. No entanto, deve se recompilar mais informações para afirmar esta situação que está fora do foco desta tese.

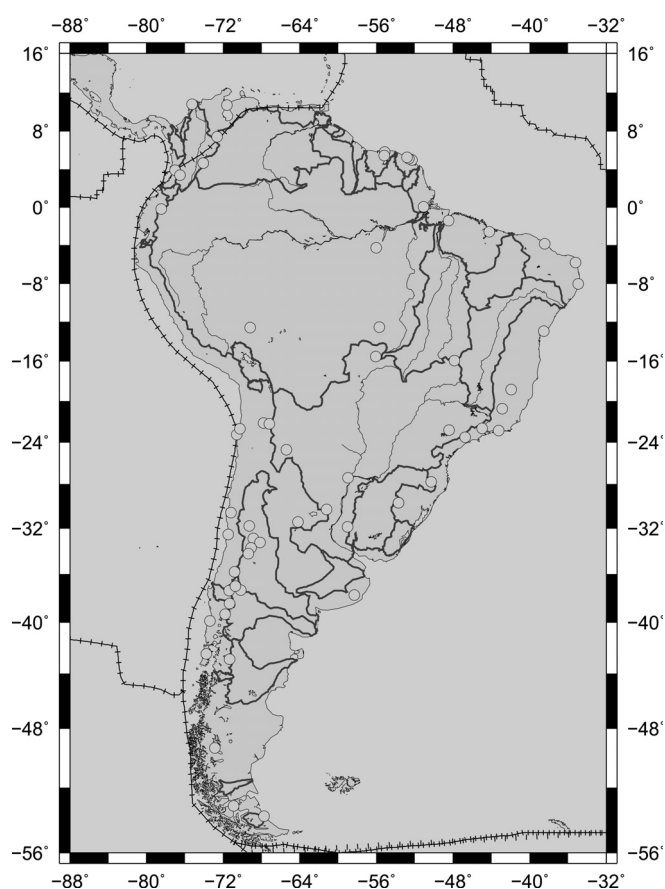


FIGURA 23 – Estações GPS que não passaram no teste de normalidade.

Fonte: O autor

Como nesta pesquisa são utilizados os parâmetros mais representativos (tendências e ciclos anuais e semi-anuais) e a análise é feita em termos regionais (não de estações isoladas), acredita-se que o fato de utilizar um modelo estocástico de ruído branco ou aleatório é adequado na interpretação dos resultados (parte determinista).

A ponderação das observações foi realizada conforme as seguintes expressões:

$$D\{y\} = Q_{yy} = \frac{1}{\sigma_0^2} \sum_{L_b} \quad (3.5)$$

$$\sum_{L_b} = \begin{bmatrix} \sigma_{h_1(t_i)}^2 & \cdots & 0 \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ 0 & \cdots & \sigma_{h_1(t_n)}^2 \end{bmatrix}$$

$$P = Q_{yy}^{-1} = \sigma_0^2 \sum_{L_b}^{-1}$$

Onde  $Q_{yy}$  é a matriz cofatora,  $\sum_{L_b}$  a matriz variância covariância das observações, e  $\sigma_{h_1(t_i)}^2$  é a variância da altitude elipsoidal na época  $t_i$  obtida das estimativas do NGL.

Finalmente as estações selecionadas para o estudo são apresentadas no anexo A.1.

As séries temporais GPS em geral são a representação de efeitos lineares, não-lineares/cíclicos e episódicos associados a fenômenos geofísicos, instrumentais ou sistemáticos. No caso da modelagem dos efeitos periódicos, é comum usar uma função harmônica de duas frequências, i.e., anual e semi-anual. No entanto, poderiam ser encontrados sinais periódicos de outras frequências (e.g., efeito draconiano, marés, outros), neste sentido realizou-se uma análise dos espectros para cada série temporal GPS, calculando o periodograma *Lomb-Scargle* (PRESS, 2007). A análise consistiu na determinação das cinco frequências mais representativas em cada série temporal. A análise revelou que a frequência predominante corresponde à anual, que está contida em mais de 280 estações. Porém, também apareceram outras frequências, entres estas: 0,4; 0,5; 0,7 e 2,0 ciclos por ano (ver figura 24).

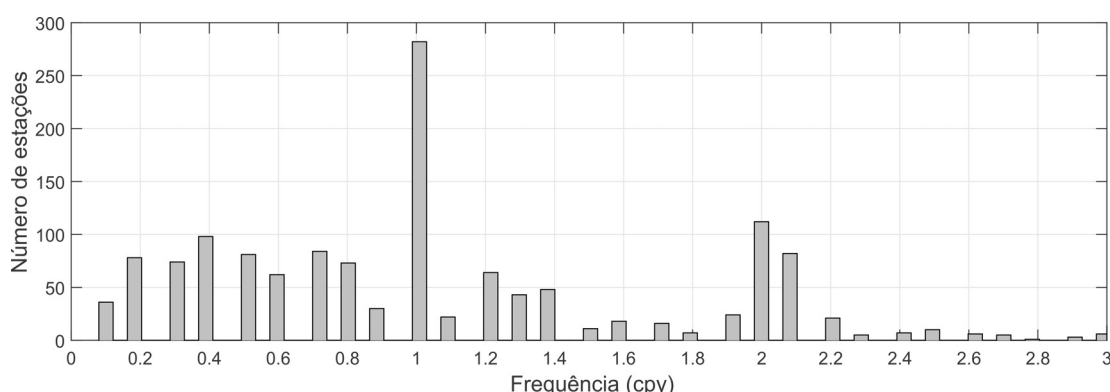


FIGURA 24 – Histograma dos ciclos mais importantes contidos nas séries temporais GPS.

Fonte: O autor

A partir desta análise notou-se que a frequência mais próxima a 1 ciclo por ano acontece entre 1,0335 a 0,9655 ciclos por ano, com uma amplitude média de 5,2 mm (ver anexo A.2). Além disso, a maior e menor amplitude para essa frequência foi encontrada na estação NAUSS (Brasil) com um valor 29,9 mm, e na estação LSCH (Chile) com um valor de

0,5 mm respectivamente. Em relação as fases anuais, estas estão distribuídas no intervalo de  $-180^\circ$  a  $180^\circ$  (ver anexo A.2).

Numa primeira estimativa dos parâmetros com base no modelo MLOJ, consideraram-se aquelas frequências tipicamente contidas nas séries temporais GPS, ou seja os períodos anuais e semi-anuais. No entanto, na seção posterior deste trabalho será realizada uma análise específica por bacia hidrográfica, o que poderia explicar os outros sinais indicados no espectro de algumas estações.

Para a análise da trajetória das estações GPS o modelo utilizado foi o MLOJ, isto pois se considerou somente o terremoto do Maule (27 de Fevereiro de 2010) como um evento com contribuição pós-sísmica relevante, e este foi analisado separadamente na seção 3.1 (Estudo de caso “Efeitos na Rede de Referência Vertical Chilena devido ao Efeito co-sísmico e pós-sísmico do terremoto do Maule 2010”).

### 3.2.1.3 Séries temporais do geoide baseadas em GRACE

Para realizar a análise das variações temporais do geoide, utilizou-se um conjunto de soluções mensais do GRACE no período de abril de 2002 até abril de 2016. Os dados usados correspondem a 147 soluções mensais de SHCs (Level 2 products) Release 05 (RL05), desenvolvidos até o grau e ordem 96. O conjunto de SHC foi obtido do *Center for Space Research at The University of Texas at Austin* – CSR (BETTADPUR, 2012). Nas soluções mensais RL05, para os coeficientes de grau 1 ( $C_{10}$ ,  $C_{11}$  e  $S_{11}$ ) foram utilizados aqueles disponibilizados por SWENSON, CHAMBERS e WAHR (2008) pois as soluções do GRACE não fornecem estes coeficientes, os quais representam as mudanças do geocentro devido a redistribuição de massas no Sistema Terra. A introdução destes coeficientes pode afetar a amplitude anual e semi-anual das estimativas derivadas do GRACE e define as soluções num referencial C.F.. O coeficiente zonal ( $C_{20}$ ) como também os coeficientes  $C_{21}$ ,  $C_{22}$ ,  $S_{21}$  e  $S_{22}$  foram substituídos pelos valores derivados do *Satellite Laser Ranging* - SLR (CHENG; TAPLEY, 2004). Isto devido ao fato de que o coeficiente  $C_{20}$  derivado do GRACE apresenta um ruído relativamente alto. Os SHCs residuais ( $\Delta\bar{C}_{nm}$ ,  $\Delta\bar{S}_{nm}$ ) foram calculados em relação ao campo médio do período de estudo.

Os dados do GRACE são conhecidos por sofrer erros correlacionados e ruídos nos curtos comprimentos de onda, o que torna indispensável a filtragem espacial das suas soluções. Neste sentido foi aplicado o filtro estocástico DDK5 (KUSCHE, 2007) sobre os SHC com um fator de peso  $\alpha = 1 \times 10^{11}$ , e conforme já referido, este filtro é aproximadamente equivalente a um filtro de Gauss de raio igual a 240 km.

### 3.2.1.4 Contribuição do armazenamento de água continental no geóide

Para quantificar o impacto da Contribuição do Armazenamento Continental de Água (*Continental Water Storage Change* – CWSC) nas altitudes do geoide, utilizou-se o modelo de superfície terrestre GLDAS (RODELL et al., 2004) com resultados espaciais e temporais de

0, 25° × 0, 25° e 30 dias, respectivamente, obtidos do *Earthdata Search Client* - EDSC . As grades GLDAS de soluções de coluna de água equivalente foram transformadas em SHCs, e estes foram convertidos em SHCs do geopotencial. Primeiro, as anomalias de massa são calculadas subtraindo a média para o período de tempo dos dados GRACE. Além disso, multiplicou-se os SHCs residuais com um fator dependente do grau usando a relação entre uma camada fina de espessura de água equivalente e a altitude do geóide (WAHR; MOLENAAR; BRYAN, 1998):

$$\begin{Bmatrix} \Delta \bar{C}_{nm} \\ \Delta \bar{S}_{nm} \end{Bmatrix} = \frac{3\rho_w (1 + k'_n)}{\rho_{ave} (2n + 1)} \begin{Bmatrix} \Delta \hat{C}_{nm} \\ \Delta \hat{S}_{nm} \end{Bmatrix} \quad (3.6)$$

Onde  $\Delta \hat{C}_{nm}$ ,  $\Delta \hat{S}_{nm}$  são os residuais dos SHCs para a carga superficial,  $\rho_w$  a densidade da água igual a  $1000 \text{ kgm}^{-3}$ ,  $\rho_{ave}$  a densidade média da Terra, isto é,  $5517 \text{ kgm}^{-3}$  e  $k'_n$  é o número de *love* elástico de grau  $n$ .

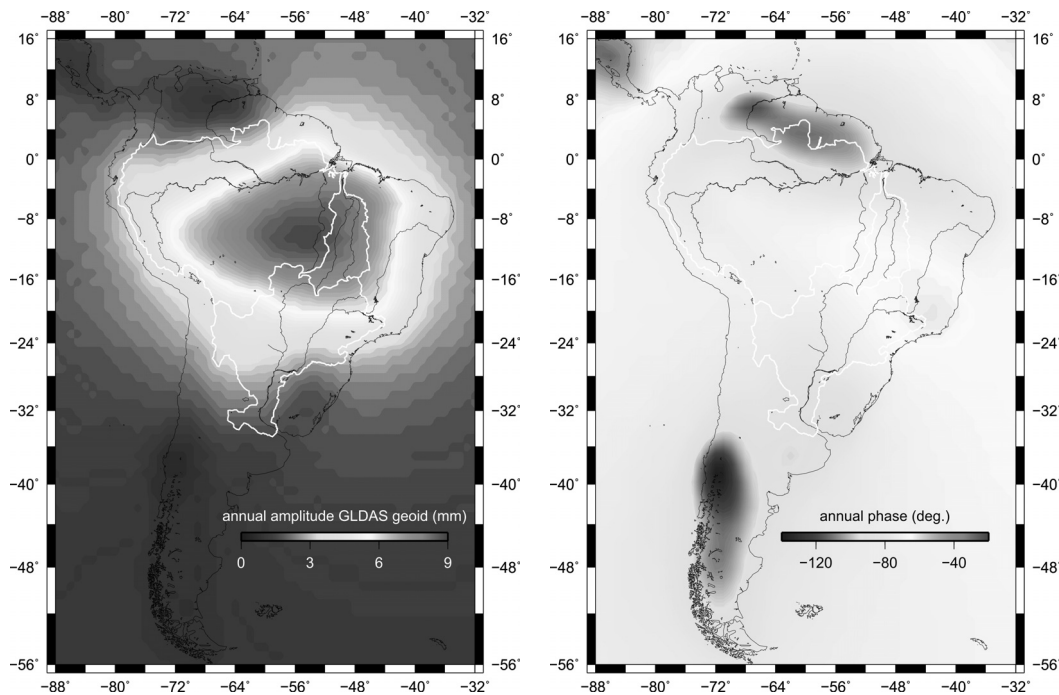


FIGURA 25 – Amplitude (esquerda) e fase (direita) das variações anuais do geóide GLDAS.

Fonte: O autor

Foram estimadas as amplitudes e fases anuais para as séries temporais da altitude do geóide produto do CWSC. As amplitudes anuais da contribuição do CWSC no geóide atingem até 9 mm e os maiores valores estão concentrados nas bacias hidrográficas do Amazonas, do Tocantins e do Paraná (ver figura 25, esquerda). Em relação às fases anuais, apresentam um atraso entre  $-30^\circ$  e  $-140^\circ$  (ver figura 25, direita).

### 3.2.2 Resultados

#### 3.2.2.1 Resultados das séries temporais GPS

O resultado dos parâmetros e suas respectivas precisões para cada uma das séries temporais GPS utilizadas são apresentados no anexo A.3.

As velocidades lineares ao longo da região de estudo apresentam diversos valores, com importantes contrastes na região de sub-ducção entre placas. As velocidades maiores estão na linha de sub-ducção entre a placa de Nazca e Sul-Americana, apresentando um uplift de até 25 mm/a (ver Figura 26).

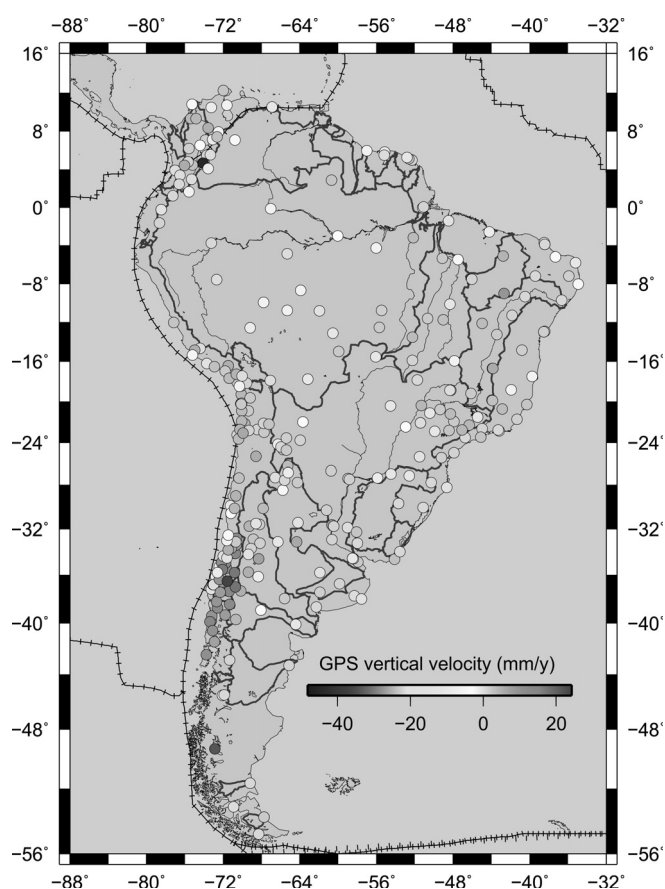


FIGURA 26 – Velocidade linear da altitude elipsoidal das estações GPS na região de estudo.

Fonte: O autor

Deve ser dito que nesta mesma região encontra-se a grande maioria da atividade vulcânica ativa da América do Sul (ver figura 27).





FIGURA 27 – Vulcões ativos na América do Sul (triângulos vermelhos).

Fonte: <https://jfbblueplanet.blogspot.cl/2012/11/volcanes-de-america-del-surmapas.html>

As estações ABCC e BOGA, localizadas na região limite entre a junção da placa do Caribe com a placa Sul-Americana apresentam velocidades negativas de -30 e -50 mm/a, respectivamente (ver figura 26). No entanto, no caso da forte subsidência da estação BOGA, isto é devido a uma inclinação do edifício do Instituto Geográfico Agustín Codazzi. A explicação para esta subsidência contínua da área provavelmente é que a cidade de Bogotá está situada numa extensa bacia sedimentar, cerca de 2600 m de altitude ao este da cordilheira dos Andes, cercada por montanhas que se elevam até 3500 m. Na região circundante da estação BOGA, existem também depósitos de materiais produzidos por processos de fratura e erosão. Eles formam uma camada macia e altamente compressível, com tendência a formar um lago e complicando para a construção de edifícios (KANIUTH; HÄFELE; SÁNCHEZ, 2002). No resto do continente, as velocidades oscilam entre os -20 a 20 mm/a. Em geral, as velocidades das estações localizadas nas bacias hidrográficas do Amazonas e do Paraná apresentam valores no entorno dos -10 mm/a. Porém, não é identificado um padrão comum entre as velocidades e as diferentes bacias hidrográficas. Neste sentido, as velocidades verticais parecem estar mais dominadas pelas características tectônicas do que pelas características hidrológicas.

De acordo com as tendências estimadas na América do Sul, é de urgência levar em conta estas variações na manutenção das redes verticais em períodos recentes ( $\sim 10$  anos) e inclusive em períodos de um ano.

Teoricamente uma parcela da variação linear da superfície terrestre é produto da contribuição da resposta elástica da Terra devido à última era do gelo. Em consequência, utilizou-se um modelo de GIA para caracterizar a magnitude da contribuição deste fenômeno em todo o continente. O modelo utilizado foi o proposto por GERUO, WAHR e ZHONG (2013) o qual é uma melhora do modelo publicado por PAULSON, ZHONG e WAHR (2007), e representa o estado da arte na estimativa global do efeito GIA.

O GIA tem implicações na geometria e no campo da gravidade da Terra. A figura 28 apresenta a distribuição espacial da variação linear do GIA na superfície topográfica e no geóide. Os valores encontrados são pequenos, a variação máxima é de 0,18 e 1,0 mm/a para o geóide e a superfície física, respectivamente. Os valores maiores são encontrados entre as latitudes  $24^{\circ}S$  e  $56^{\circ}S$ .

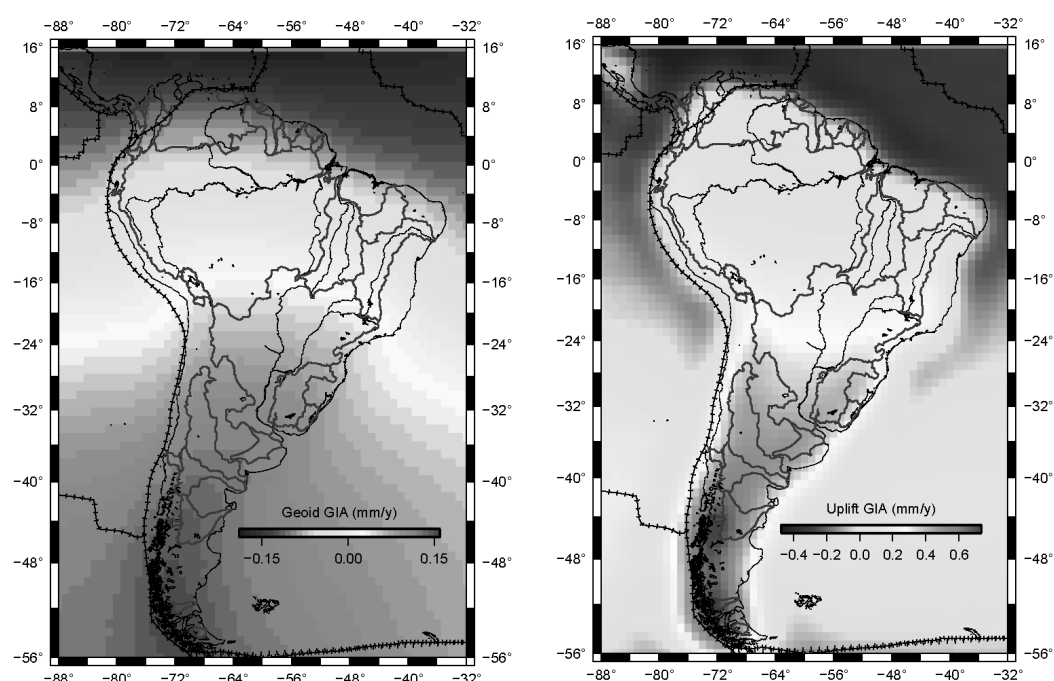


FIGURA 28 – GIA no geóide (esquerda) e na superfície (direita) conforme o modelo GERUO, WAHR e ZHONG (2013).

Fonte: O autor

Em relação às deformações verticais produzidas no período anual, observam-se valores entre 30 e 0,4 mm. Em geral, as amplitudes maiores são observadas nas três maiores bacias hidrográficas, i.e. do Amazonas, do Tocantins, e do Paraná. No caso das demais bacias e nos limites das placas, as amplitudes anuais não alcançam os 10 mm (ver figura 29). Já no caso das fases anuais, estas revelam um padrão em forma de “S”, ou seja, desde o Sul percebe-se uma retração do sinal ( $56^{\circ}S$  até  $32^{\circ}S$ ), para depois começar a revelar um avanço que aumenta desde  $32^{\circ}S$  até  $4^{\circ}N$ , até finalmente alcançar uma retração na região noroeste (ver figura 29). As fases anuais nas bacias hidrográficas desde a latitude  $28^{\circ}S$  ao Norte revelam que ciclo anual

acontece com uma defasagem de  $0^\circ$  a  $80^\circ$  (portanto de 0 a 81 dias). Uma defasagem oposta do ciclo anual acontece no território Chileno, alcançando valores no entorno de  $-80^\circ$  ( $-81$  dias).

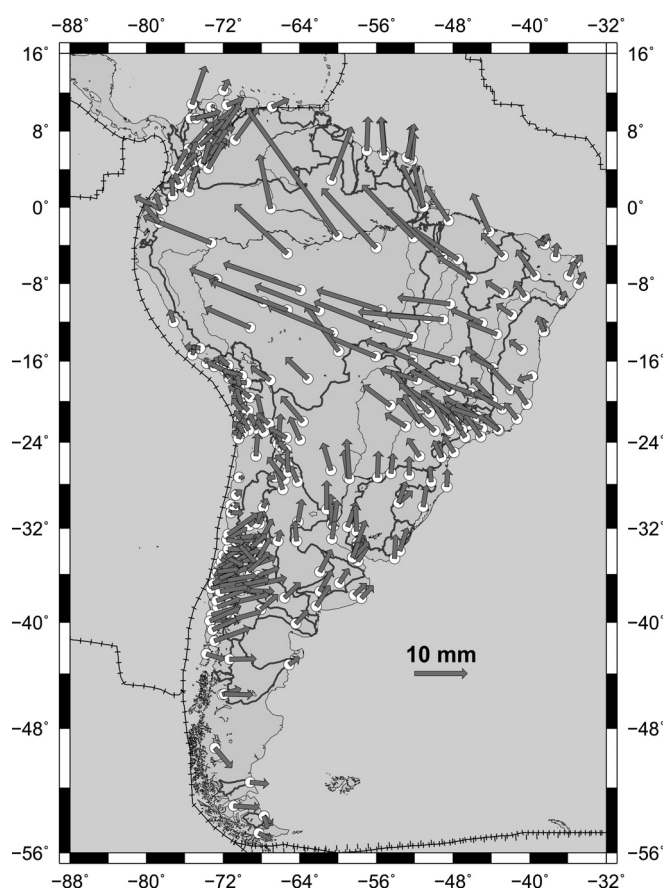


FIGURA 29 – Vetores anuais de deformação vertical GPS.

Fonte: O autor

Nas figuras 29 e 30 o comprimento do vetor representa a amplitude anual e a fase vetorial é contada a partir da direção norte e no sentido anti-horário. Além disso, o  $0^\circ$ ,  $90^\circ$ ,  $180^\circ$  e  $360^\circ$  representam os meses de abril, julho, outubro e janeiro respectivamente.

Para as amplitudes semi-anuais a distribuição é mais heterogênea e as amplitudes e fases não parecem estar correlacionadas com as bacias hidrográficas. Por exemplo, as estações localizadas ao longo do Chile e na costa do Peru apresentam valores de magnitude iguais e inclusive maiores do que algumas estações localizadas em bacias hidrográficas. No caso das fases dos sinais semi-anuais, estes apresentam um comportamento heterogêneo, sem revelar algum padrão comum, isto inclusive dentro de uma mesma bacia hidrográfica e.g. importantes variações de fase no interior da bacia do Amazonas (ver figura 30). Deve ser indicado que a estação NAUS ( $3,02^\circ S$ ;  $60,05^\circ W$ ) apresenta a maior amplitude anual e semi-anual com valores de 29,8 e 5,5 mm respectivamente.

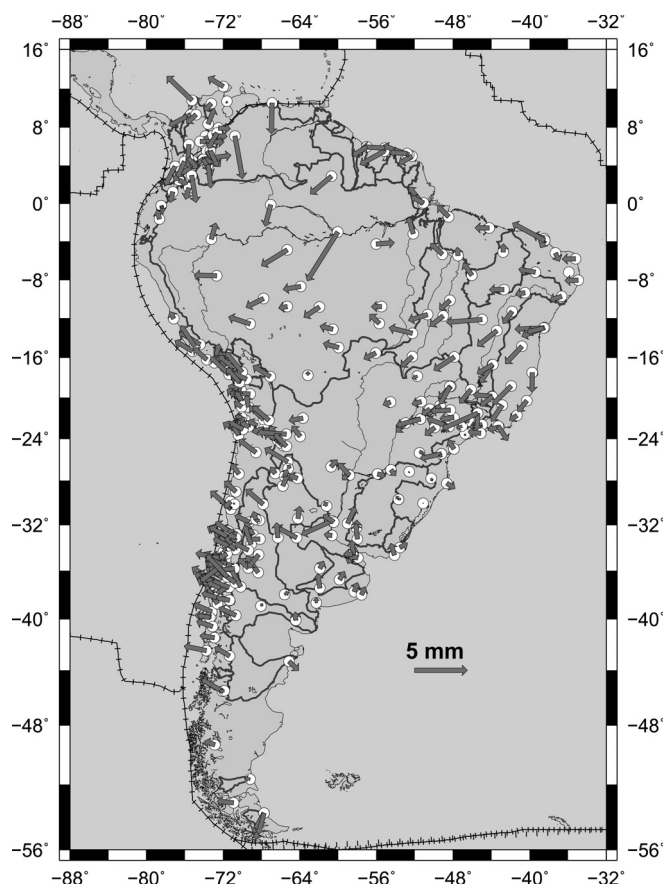


FIGURA 30 – Vetores semi-anuais de deformação vertical GPS.

Fonte: O autor

Os processos anuais e semi-anuais que acontecem na América do Sul conforme manifestado pelas séries temporais GPS, revelam importantes contrastes de acordo com as características tectônicas e hidrológicas da região.

Em relação ao número e distribuição espacial dos saltos estimados nas séries temporais, das 292 estações GPS utilizadas no estudo, 275 estão afetadas por saltos associados a terremotos ou troca de antena do equipamento (conforme o registro do historial das estações obtidos do NGL.). Como é refletido na figura 31 (esquerda), existem estações que estiveram influenciadas por até 55 saltos oriundos de terremotos, estas localizadas principalmente na zona de sub-ducção da placa Nazca sob a Sul-Americana entre as latitudes  $16^{\circ}S$  e  $40^{\circ}S$ . Já no caso da figura 31 (direita), esta indica que existem estações afetadas até por 15 saltos (estação BRAZ) associados a troca de instrumentação. Neste último caso, os saltos podem em geral ser bem modelados. No entanto, no caso dos saltos por terremotos, estes são mais complexos de modelar, já que a magnitude da deformação gerada é dependente das características do terremoto (profundidade, magnitude, etc.), e em situações, além do salto co-sísmico, estes implicam uma deformação transiente pós-sísmica, sendo esta última muito complexa de modelar. O problema de modelar a deformação pós-sísmica é principalmente devido ao desconhecimento do tempo em que acontece este efeito.

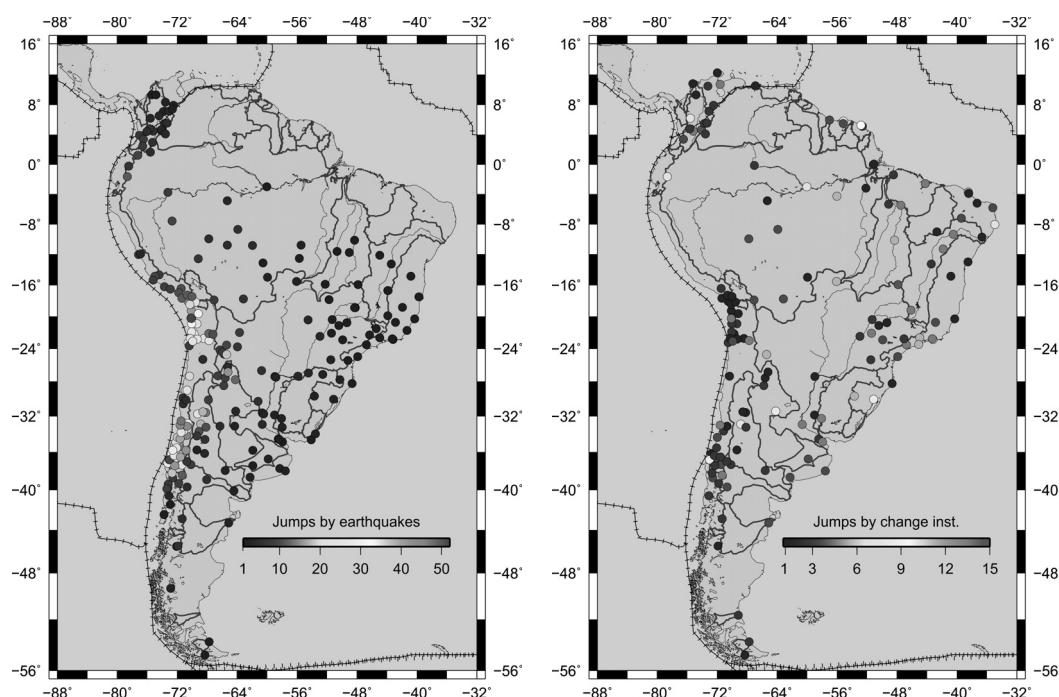


FIGURA 31 – Número de saltos por terremotos (esquerda) e por troca de instrumentação (direita).

Fonte: O autor

Além da análise global da região de estudo, analisou-se o comportamento das componentes anuais e semi-anuais para cada bacia hidrográfica. Neste sentido as bacias hidrográficas que apresentam maiores amplitudes médias anuais são as bacias do Tocantins e do Amazonas com  $\sim 11$  mm e 12 mm, respectivamente, e a menor amplitude média acontece na bacia do Rio Colorado, com um valor de  $\sim 3,5$  mm. No caso da amplitude semi-anual, a bacia de Orinoco apresenta o maior valor médio, alcançando  $\sim 2,0$  mm (ver tabela 12). As fases associadas ao ciclo anual e semi-anual são heterogêneas e não parecem indicar um padrão comum, isto é refletido nos altos valores de RMS (ver tabela 12).

### 3.2.2.2 Resultado das séries temporais do geoide

O resultado dos parâmetros e suas respectivas precisões para cada uma das séries temporais do geoide são apresentados no anexo A.4 e A.5.

A distribuição espacial das tendências (*long-term*) do geoide na América do Sul mostra uma forte correlação com a perda e ganho da massa total de água (neve, superfície da água e água no sub-solo) observada pelo GRACE (ver a figura 25). Um aumento na massa indica um aumento na altitude do geoide; uma diminuição na massa indica diminuição na altitude do geoide. As tendências lineares oscilam entre  $\pm 0,5$  mm/a. As tendências positivas no geoide estão localizadas nas bacias do Amazonas, do Paraná e do Tocantins, que estão ganhando massa no período de estudo. Pelo contrário, as tendências negativas mais importantes estão associadas ao derretimento do campo de gelo da Patagônia (CHEN et al., 2007).

TABELA 12 – Estimativa da média e RMS dos parâmetros das séries temporais das estações GPS por bacia hidrográfica.

Bacia	Amplitude anual	RMS	Fase anual	RMS	Amplitude semi-anual	RMS	Fase semi-anual	RMS
	[mm]		[graus]		[mm]		[graus]	
Magdalena	4,41	1,28	-36,59	20,56	1,59	0,58	-38,85	144,49
Orinoco	6,49	0,96	-33,30	9,35	2,02	1,11	-73,13	123,44
Amazonas	12,02	5,34	48,75	27,87	1,82	1,03	77,18	63,39
Tocantins	11,44	1,83	70,72	16,18	1,45	0,36	91,89	54,01
Paraná	5,71	1,93	29,12	29,13	1,43	0,75	78,15	66,06
São Francisco	5,27	1,75	50,48	28,84	1,80	0,70	119,56	21,54
Rio Colorado	3,46	1,44	-44,28	16,79	1,29	0,52	49,25	52,97
Uruguai	4,02	0,88	-3,37	11,51	0,67	0,63	0,60	125,63
Negro	5,22	1,39	-59,74	15,75	1,83	1,33	22,92	40,71
Bio Bio	7,65	2,23	-78,51	6,16	1,73	0,75	80,09	24,06

Fonte: O autor.

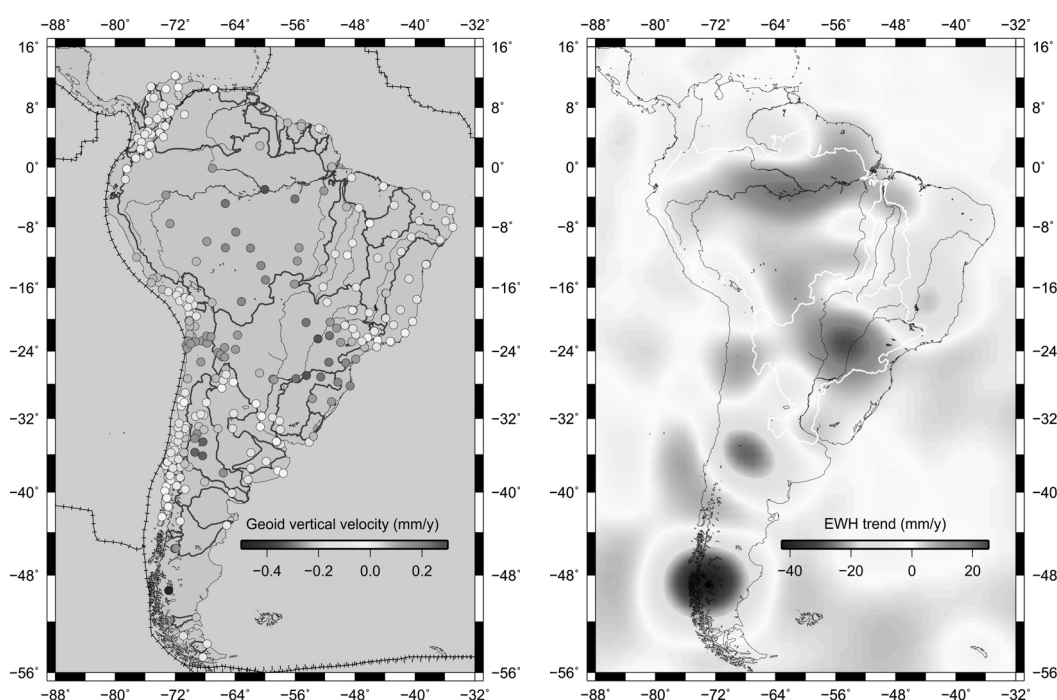


FIGURA 32 – Velocidade linear da altitude geoidal (esquerda) e do transporte de massa em coluna de água equivalente (direita) na região de estudo.

Fonte: O autor

Na análise dos sinais oriundos das soluções GRACE, no mínimo são reconhecidas três frequências, sendo estas: anual, semi-anual e de 161 dias. Este último período é preconizado como associado aos erros de modelagem da maré solar semi-diurna  $S_2$  (CHEN et al., 2009). Então, na sequência são apresentadas as características de fase e amplitude destas três frequências contidas no sinal GRACE, e estimadas com base no modelo de trajetória MLOJ.

A magnitude e a distribuição espacial das amplitudes anuais na altura do geoide são explicadas principalmente pela contribuição da CWSC de acordo com as soluções GLDAS (ver figura 25). No entanto, a magnitude das amplitudes de altitude do geoide GLDAS é consideravelmente menor que a obtida do GRACE ( $\sim 45\%$ ). Enquanto o CWSC do GLDAS é a soma da umidade do solo em todas as camadas, a neve acumulada e as águas superficiais até a copa das plantas, o GRACE infere o sinal total do geoide, incluindo água em reservatórios e rios, neve no chão, água no solo, até águas subterrâneas. Há muitos rios e reservatórios na área de estudo, e as mudanças de água nesses rios e reservatórios não são totalmente consideradas no modelo GLDAS, mas essas mudanças podem ser potencialmente detectadas pelo GRACE, o que pode ser a causa das amplitudes do geoide previstas pelo GLDAS serem menores do que o geoide inferido do GRACE.

O sinal anual da altitude geoidal do GRACE revela amplitudes entre 0,2 e 15 mm. Além disso, este sinal parece aumentar a amplitude desde o Sul ao Norte, e revela um comportamento quase diametralmente oposto em termos da fase. Ou seja, desde  $\sim 56^{\circ}S$  até  $\sim 36^{\circ}S$  em geral as amplitudes não alcançam 3mm, e apresentam um avanço nas fases  $> 90^{\circ}$  (90 dias) em relação ao processo anual padrão, e de  $\sim 36^{\circ}S$  até  $\sim 8^{\circ}N$  a magnitude das amplitudes aumenta até alcançar 15 mm numa direção que implica numa retração do processo anual  $> 90^{\circ}$  (ver figura 33). Deve ser salientado que na região noroeste acontece uma situação diferente, isto é, desde  $\sim 2^{\circ}N$  até  $\sim 8^{\circ}N$  os vetores parecem ir diminuindo em magnitude e mudando a direção (retração) desde  $140^{\circ}$  a  $200^{\circ}$  (ver figura 33).

Nas figuras 33, 34 e 35 o comprimento do vetor representa a amplitude anual e a fase vetorial é contada a partir da direção norte e no sentido anti-horário.

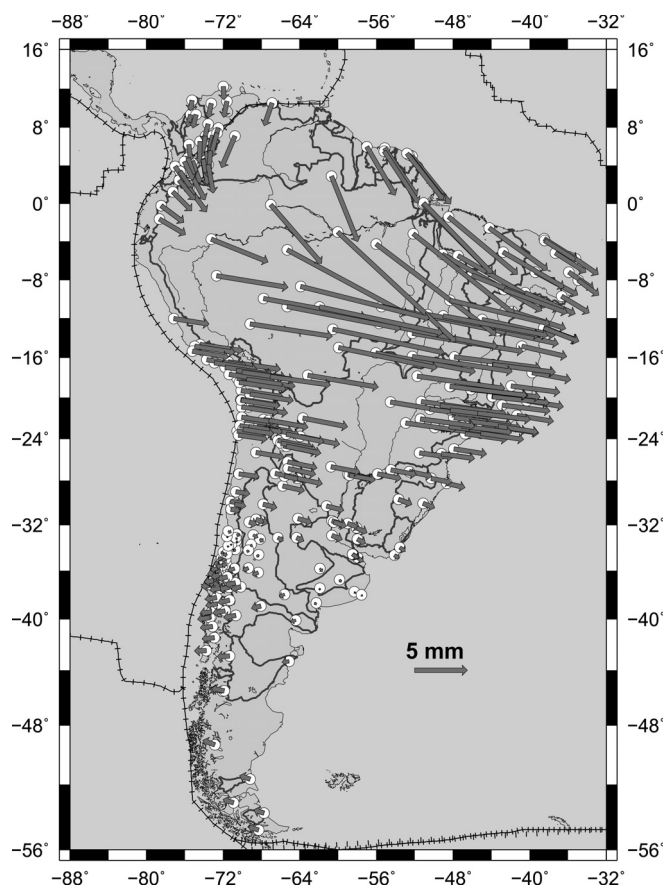


FIGURA 33 – Vetores anuais de deformação da altitude geoidal.

Fonte: O autor

No caso do sinal semi-anual da altitude geoidal, estas apresentam valores no domínio 0,02 até 1,7 mm. Em relação aos vetores de amplitude/fase, observa-se um comportamento heterogêneo. Porém, observa-se os maiores valores de amplitude semi-anual ( $> 1\text{mm}$ ), na região noroeste, e com um avanço do sinal  $\sim 40^\circ$  (ver figura 34).



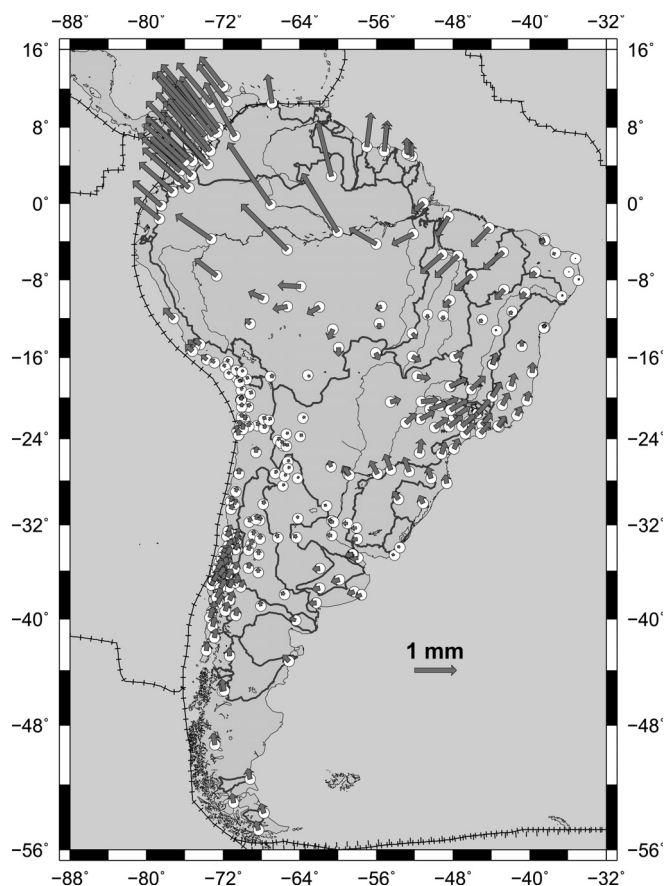


FIGURA 34 – Vetores semi-anuais de deformação da altitude geoidal, o comprimento do vetor é a amplitude e a fase vetorial é contada a contada a partir da direção norte e no sentido anti-horário.

Fonte: O autor

Já no caso do sinal de 161 dias, este é mais fraco que o sinal anual e semi-anual, observando-se apenas amplitudes entre 0,07 e 0,7 mm, e as fases em geral apresentam valores de  $\pm 170^\circ$  (ver figura 35).

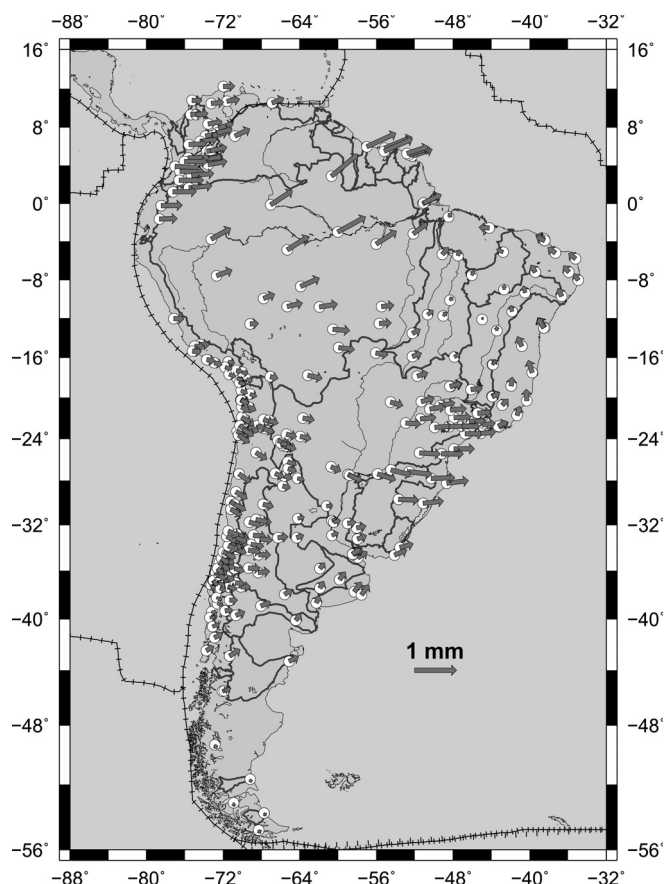


FIGURA 35 – Vetores de período 161 dias de deformação da altitude geoidal, o comprimento do vetor é a amplitude e a fase vetorial é contada a partir da direção norte e no sentido anti-horário.

Fonte: O autor

Também foi realizada uma análise das anomalias residuais médias do geoide nas maiores bacias hidrográficas da região de estudo. Os resultados são apresentados na figura 36. Nesta figura observa-se que embora sendo removido o sinal teórico do modelo MLOJ (tendência, frequências anuais, semi-anuais, e de 161 dias.), ainda permanece um sinal residual anual nas bacias: do Magdalena, do Orinoco, do Amazonas, do Tocantins, do Paraná, e do São Francisco.

O sinal residual nas bacias do Rio Colorado e do Negro revelam o efeito co-sísmico associados ao Terremoto do Maule 2010, Chile. Este último sinal é observado nos residuais devido ao fato de que no modelo usado não foi introduzido o termo associado a função heavyside, já que este fenômeno foi estudado por separado na seção 3.1. No entanto, além do salto observado na época do Terremoto do Maule, também é observado um salto de  $\sim 3$  mm na época  $\sim 2014.0$  nas bacias: do Rio Colorado, do Rio Salado, do Negro, e do Chobut, os quais poderiam estar associados ao Terremoto de Iquique (2014) no Chile, de magnitude Mw 8,2.

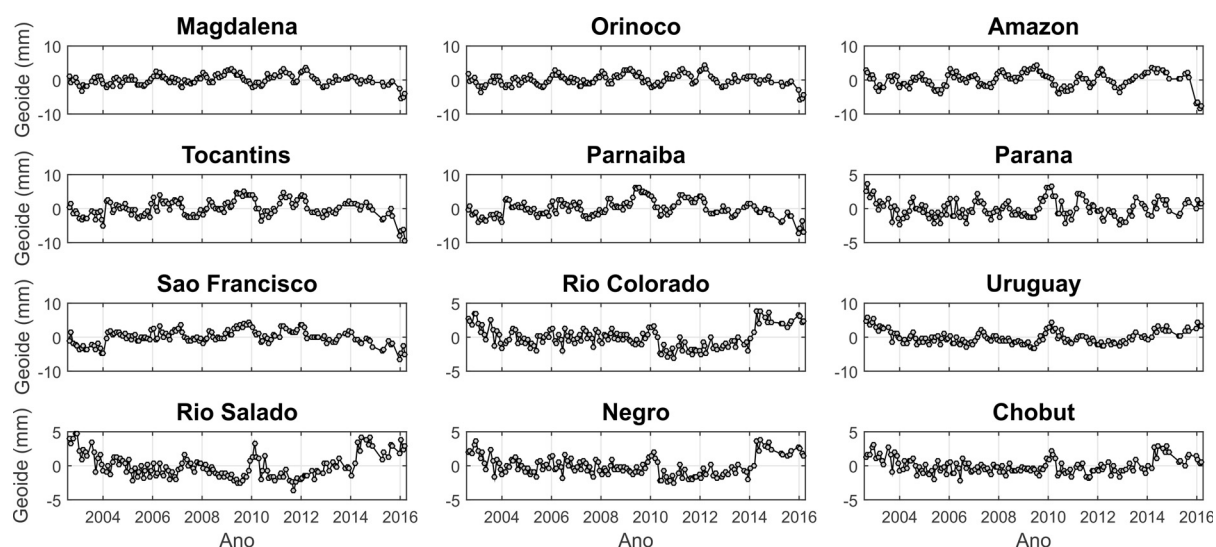


FIGURA 36 – Anomalias médias das variações do geóide nas bacias maiores que  $100.000 \text{ km}^2$ .

Fonte: O autor

Além da análise baseada nos parâmetros estimados desde as séries temporais GRACE, foi realizada uma análise espaço-temporal das soluções mensais do geóide com base nas Funções Ortogonais Empíricas (EOF) (BJORNSSON; VENEGAS, 1997) ou também conhecidas como análise por componentes principais. A análise EOF revelou que os três primeiros modos são capazes de recuperar  $\sim 92\%$  do sinal do geóide na região de estudo. Utilizou-se as EOF rotacionadas para uma melhor interpretação dos processos físicos. A primeira EOF rotacionada (REOF01) representa  $\sim 78\%$  do sinal. Ela está associada à distribuição espacial do ciclo anual (ver PC1 em figura 37), e apresenta os maiores valores entre  $4^\circ\text{S}$  e  $28^\circ\text{S}$ , abrangendo as bacias do Amazonas, do Tocantins e do Paraná (ver figura 37). Já no caso da REOF02, esta representa  $\sim 10\%$  do sinal. Ela está associada as variações muito próximas às anuais, concentrando-se os maiores valores nas bacias do Amazonas e do Orinoco, e desde  $8^\circ\text{S}$  ao Sul da região de estudo a variabilidade do sinal é quase nula. Já no caso da REOF03, representa  $\sim 4\%$  do sinal, e revela variações inter e intra-anuais, concentrando estas variações principalmente nas bacias do Paraná, do São Francisco, do Parnaíba, do Tocantins, do Amazonas, e do Uruguai (ver figura 37).

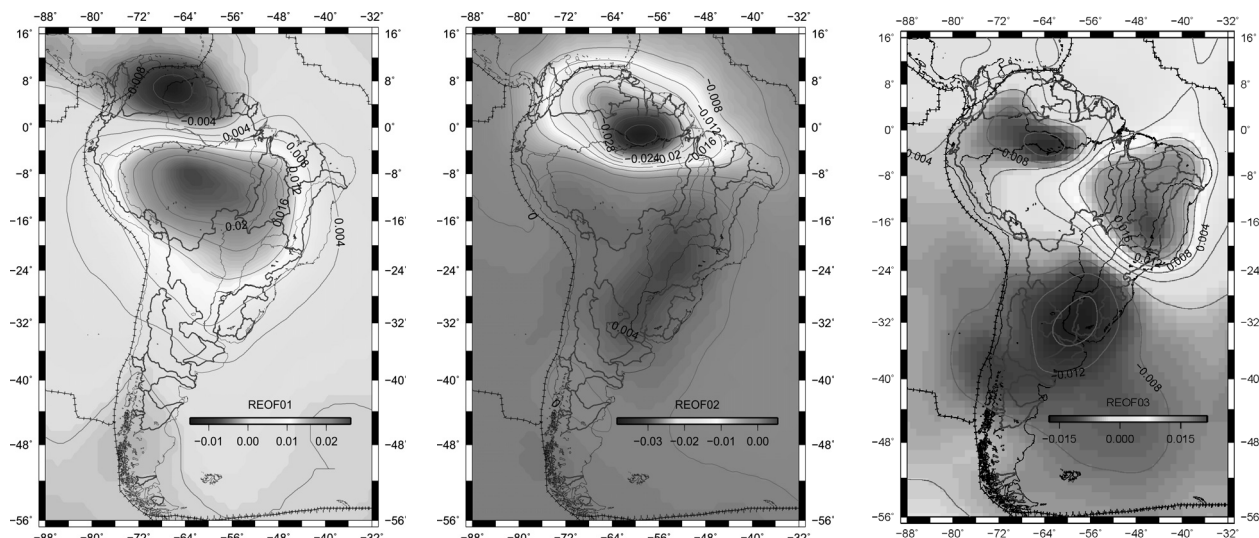


FIGURA 37 – REOF01 (78%), REOF02 (10%), e REOF03 (4%) da variação espacial do sinal do geóide.

Fonte: O autor

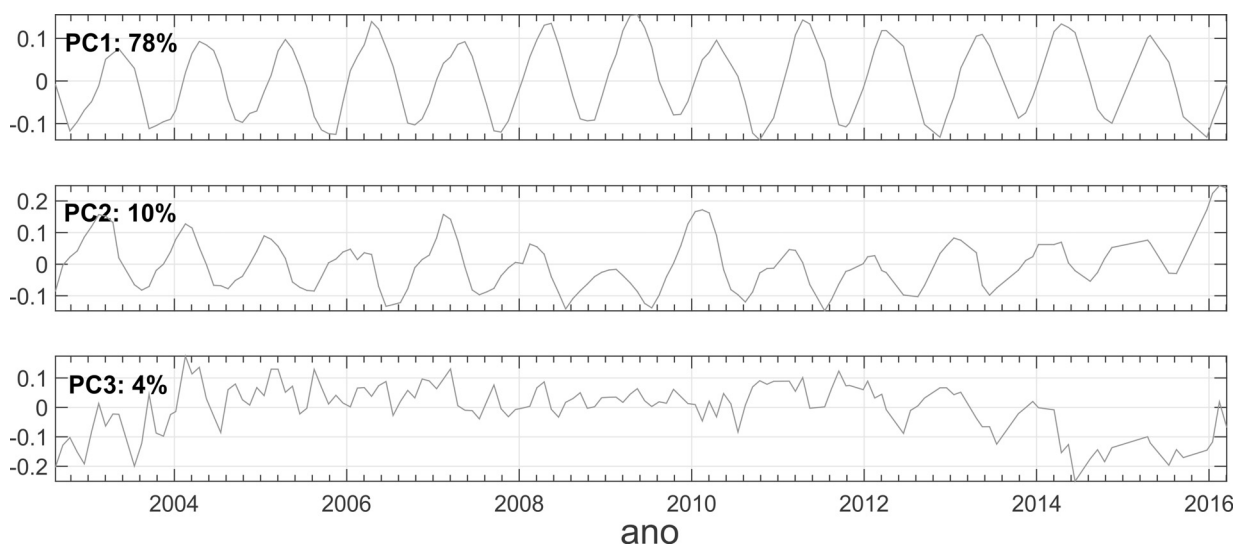


FIGURA 38 – Três primeiras componentes principais (PC) da variação temporal do geóide.

Fonte: O autor

Com o intuito do entendimento da relação na deformação ao longo do tempo da superfície terrestre e no geóide, foi realizada a estimativa do coeficiente de correlação das séries temporais GPS e GRACE para cada estação. Com propósito de estimar a correlação sem presumir de um rigoroso comportamento normal das observações, decidiu-se aplicar o coeficiente de correlação de *Spearman*. Note-se que, ao contrário da correlação de Pearson, não há exigência de normalidade e, portanto, é uma estatística não paramétrica. Antes de aplicar o coeficiente de correlação, foi aplicado um filtro Gaussiano retangular de passa baixa nas séries GPS, com uma janela de 30 dias ( $\sim 1$  mês), isto com o propósito de remover a alta frequência

contida nestas séries, e que possivelmente não estão no espectro espaço-temporal (30 dias e 300 km respectivamente) das séries GRACE. Além disso, foi interpolada a deformação vertical obtida do GPS nas épocas das séries GRACE. Os resultados são apresentados na figura 39. Entendendo que poderiam existir importantes diferenças nas tendências oriundas da tectônica e do GIA nas duas observáveis i.e. GPS e GRACE (FU; FREYMUELLER; JENSEN, 2012), foram removidas as tendências de ambas as séries temporais, e posteriormente foi calculado o coeficiente de correlação. Apesar de terem sido removidas as tendências, os resultados não mudaram consideravelmente.

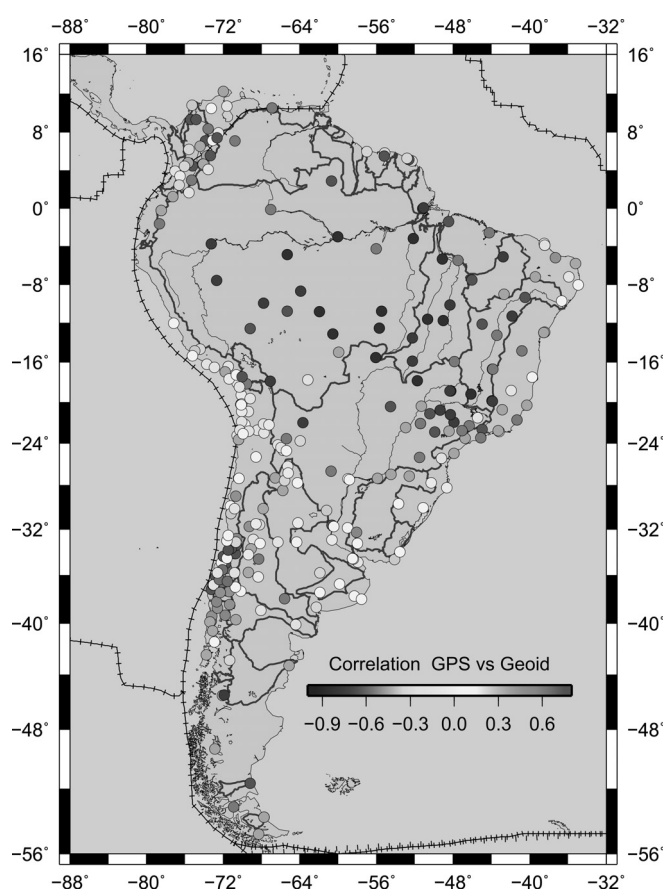


FIGURA 39 – Coeficiente de correlação de Spearman entre as séries temporais GPS e GRACE (geoide).

Fonte: O autor

De acordo com a figura 39, as séries temporais GPS e do Geoide apresentam uma forte correlação negativa em grande parte do continente. Esta situação poderia ser explicada pela relação inversa que existe entre a deformação observada pelo GPS na superfície e pelo GRACE nas primeiras camadas da Terra frente a fenômenos como a dinâmica das águas subterrâneas (ver figura 40). Ou seja, na medida que os bolsões de águas subterrâneas aumentam, GRACE observa uma deformação em forma de subsidência, no entanto o GPS observa um uplift da crosta (TAN et al., 2016).

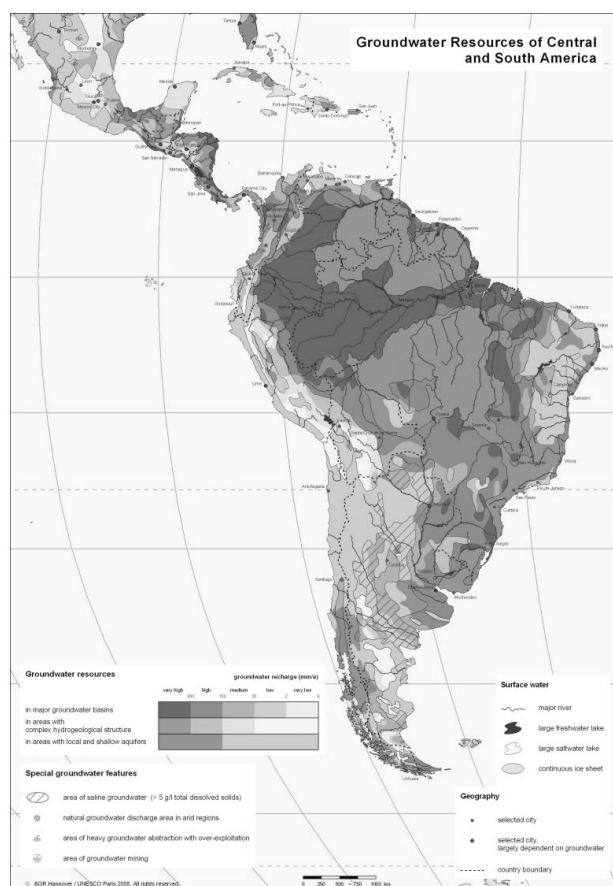


FIGURA 40 – Águas subterrâneas na América Central e Sul.

Adaptado de WHYMAP (2017)

Os resultados revelam que 80 estações apresentam uma correlação maior do que  $\pm 0,6$  em termos absolutos. Destas, apenas 10 estações revelaram valores maiores do que 0,6, e estão localizadas principalmente na região centro-sul do Chile, região submetida a forte atividade tectônica e sísmica. Neste sentido o forte sinal associado a estes fenômenos poderia ser observado moderadamente em ambos os sensores, GRACE e GPS.

### 3.2.3 Estimativa e análise das deformações verticais obtidas da inversão dos SHCs do GRACE, e dos SLMs;

Segundo os resultados das variações temporais (Não-lineares, i.e. sinais anuais e semi-anuais) do geoide e da superfície topográfica, observou-se que nas estimativas das variações temporais das altitudes ortométricas, a contribuição da deformação da superfície terrestre é predominante ( $> 90\%$ ). Neste contexto, conduziram-se dois experimentos visando a modelagem desta deformação. Estes são:

1. Estimativa de deformações verticais baseadas em carregamentos obtidos da inversão dos SHCs do GRACE; e

2. Estimativa de deformações verticais baseadas em carregamentos associados à combinação de modelos de sobrecarga superficial (SLMs) i.e. GLDAS (RODELL et al., 2004) para o carregamento hidrológico, MERRA (REICHLE et al., 2011) para o carregamento atmosférico e o OMCT (DOBSLAW et al., 2013) para o carregamento por efeitos *Non-Tidal*.

Para a estimativa da deformação vertical com base nas soluções de SHCs do GRACE, utilizaram-se as soluções do tipo GSM, ou seja as mesmas utilizadas na estimativa da variação temporal do geoide. Porém, foram inseridas também as soluções do tipo GAC do CSR, as quais recompõem o efeito *de-aliasing* da atmosfera e do oceano, alcançando desta maneira a consistência com as soluções GPS. Então, a estimativa do carregamento vertical na superfície associado ao carregamento hidrológico, atmosférico e *Non-tidal* foi calculado como segue (MANGIAROTTI; CAZENAVE, 2001; KUSCHE; SCHRAMA, 2005; GU; FAN; YOU, 2017):

$$\Delta h(\theta, \lambda) = R \sum_{n=1}^{n_{max}} \left( \frac{h'_n}{1 + k'_n} \right) \sum_{m=0}^n W_{nm} \times (\Delta \bar{C}_{nm} \cos m\lambda + \Delta \bar{S}_{nm} \sin m\lambda) \bar{P}_{nm}(\cos \theta) \quad (3.7)$$

Onde  $R$  representa o raio médio da Terra;  $\theta$  e  $\lambda$  são a co-latitute geocêntrica e a longitude respectivamente,  $\bar{P}_{nm}(\cos \theta)$  são as funções associadas de *Legendre* completamente normalizadas para o grau  $n$  e ordem  $m$ ;  $h'_n$  e  $k'_n$  são os números de *love* de sobrecarga estimados pelos seguintes autores: FARRELL (1972), HAN e WAHR (1995), e BLEWITT (2003), e  $W_{nm}$  representa o filtro DDK5 (KUSCHE, 2007).  $\Delta \bar{C}_{nm}$  e  $\Delta \bar{S}_{nm}$  são as soluções mensais de SHC GRACE. Os SHCs  $C_{20}$  com baixa estabilidade nas soluções GRACE foram substituídos pelos valores calculados a partir dos dados SLR (CHENG; TAPLEY, 2004). Além disso, os SHCs de grau 1 obtidos a partir da análise de dados SLR (SWENSON; CHAMBERS; WAHR, 2008) são adicionados às soluções GRACE pelo motivo de que a gravimetria por satélite é insensível ao movimento do geocentro (DAVIS et al., 2004b).

Visando à estimativa e comparação consistente da modelagem dos carregamentos verticais das fontes GRACE, GPS e dos CSLMs foi considerada a mesma origem (referencial). As soluções de GPS estão vinculadas ao centro da rede de estações, assumido como o C.F. cf DAVIS et al. (2004b). Já no caso dos modelos GRACE, sua origem encontra-se no C.M., e eles devem ser reduzidos para o C.F.. Aqui, usou-se para esta transformação o coeficiente de grau 1 da carga de SWENSON, CHAMBERS e WAHR (2008), seguindo o procedimento descrito, por exemplo, por NAHMANI et al. (2012) ou TREGONING et al. (2009). Aplicou-se esse mesmo procedimento para garantir que as combinações de CSLMs sejam encaminhadas para o C.F.

As velocidades lineares estimadas das séries temporais obtidas da inversão dos SHCs do GRACE revelam valores entre -0,7 e 1,1 mm/a. Em geral as velocidades menores estão localizadas nas bacias hidrográficas do Amazonas, do Paraná e do Uruguai. Já no caso das

velocidades maiores, estas localizam-se entre  $32^{\circ}S$  e  $40^{\circ}S$ , onde acontece forte atividade de sub-ducção tectônica da placa de Nazca sob a Sul Americana (ver figura 41).

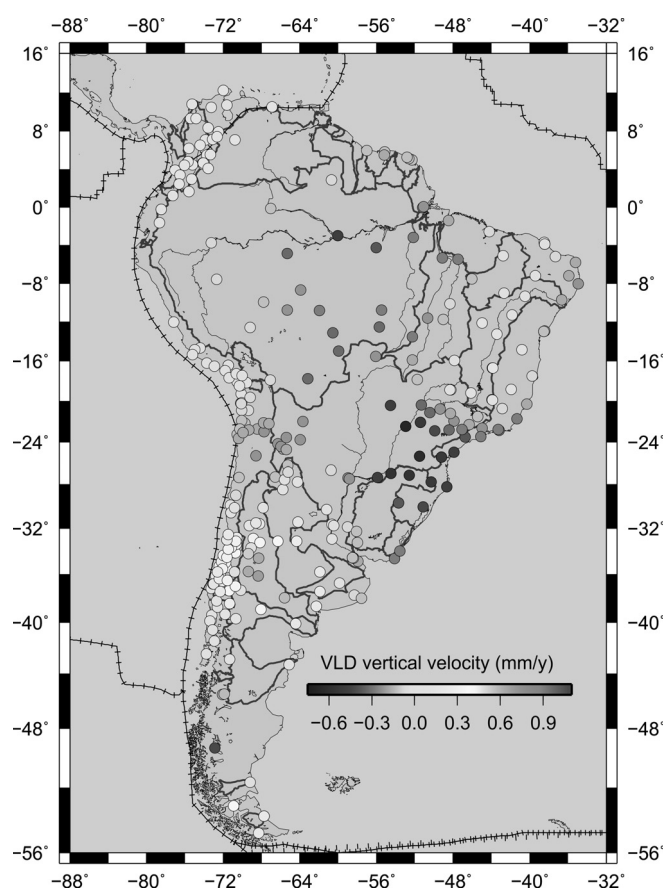


FIGURA 41 – Velocidades lineares das deformações verticais com base nos SHCs do GRACE.

Fonte: O autor

O sinal anual das deformações verticais obtidas da inversão dos SHCs do GRACE revela amplitudes entre 0,4 e 24 mm, e uma amplitude anual média (4,4 mm) menor do que a do GPS (5,2 mm). A estação que registrou a maior amplitude é NAUS. Em geral, desde os  $28^{\circ}S$  ao norte são observadas as maiores amplitudes, estas associadas as bacias do Amazonas, do Tocantins, do Paraná, e do Parnaíba. Já no caso da direção dos vetores, estes revelam um padrão em forma se “S” o qual também foi percebido nas amplitudes anuais obtidas com base nas séries GPS (ver figura 42). Na região sudoeste ( $56^{\circ}S$  até  $32^{\circ}S$ ) é observado uma retração do sinal anual ( $< 80$  dias), principalmente no bordo leste continental, com magnitudes  $< 5$  mm. Por outro lado na região entre  $32^{\circ}S$  e  $12^{\circ}N$  é observado um avanço do sinal anual ( $< 90$  dias), alcançando nesta região as maiores magnitude de amplitudes anuais. Finalmente, na região noroeste, o sinal anual revela uma leve retração no entorno de 45 dias em relação ao sinal anual padrão.



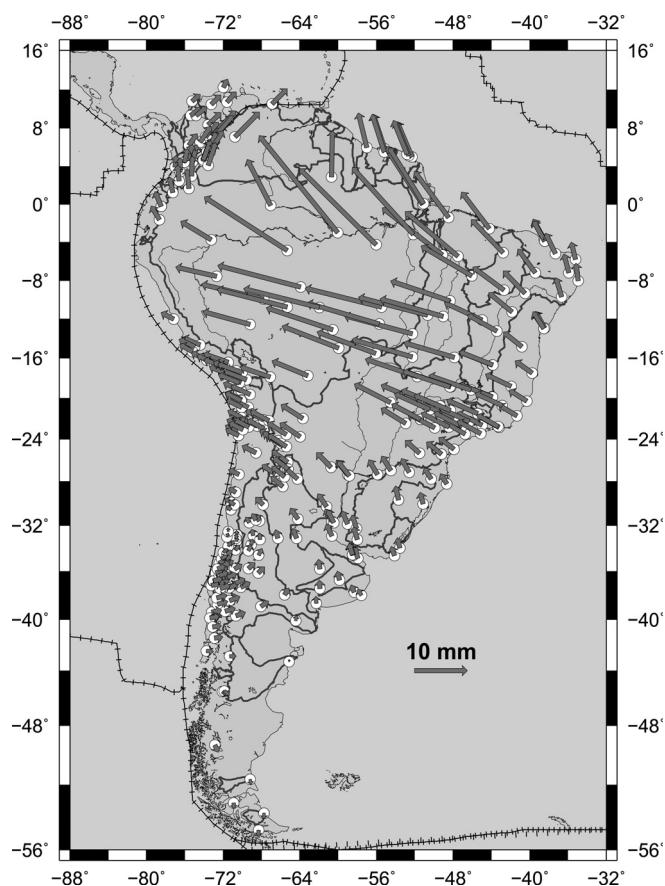


FIGURA 42 – Vetores anuais de deformação vertical GRACE.

Fonte: O autor

Nas figuras 42 e 43 o comprimento do vetor representa a amplitude anual e a fase vetorial é contada a partir da direção norte e no sentido anti-horário.

No caso dos vetores de amplitude/fase do sinal semi-anual, estes oscilam entre 0,1 e 2,5 mm, e alcançam uma amplitude média semi-anual (0,7mm) de quase a metade do que em GPS (1,5mm) (ver tabela 13). A estação que apresenta a maior amplitude é NAUS. Os vetores semi-anuais revelam padrões diferentes principalmente na defasagem em relação ao sinal anual. Neste caso as direções não parecem atender algum padrão específico, e importantes magnitudes são observadas na região noroeste e na região leste ( $16^{\circ}S$  ao  $30^{\circ}S$ ) (ver figura 43).

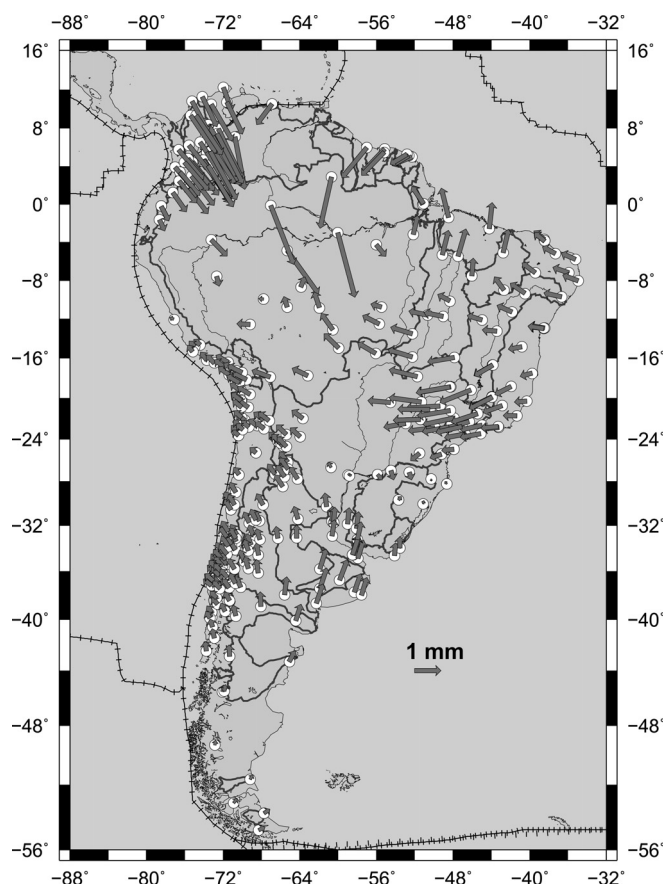


FIGURA 43 – Vetores semi-anuais de deformação vertical GRACE.

Fonte: O autor

Da mesma forma que na correlação estimada entre as séries temporais GPS e do geoide, as séries foram harmonizadas em resolução temporal. Os resultados são apresentados na figura 44. Do total de 292 estações, 131 ( $\sim 45\%$ ) estações revelam uma correlação absoluta maior que  $\pm 0,6$ . Destas 131 estações, 42 ( $\sim 14\%$ ) apresentam uma boa correlação ( $0,6-0,7$ ), e 89 ( $\sim 30\%$ ) estações revelam uma muito boa correlação ( $\rho > 0,7$ ). Em geral, as estações que apresentam as maiores correlações estão localizadas nas bacias: do Magdalena, do Orinoco, do Paraná, do Amazonas, do São Francisco, do Parnaíba, e do Tocantins. No entanto, também pode-se observar estações isoladas em outras regiões com valores importantes de correlação (e.g. região costeira,  $4^{\circ}S-8^{\circ}N$ ) (ver figura 44).

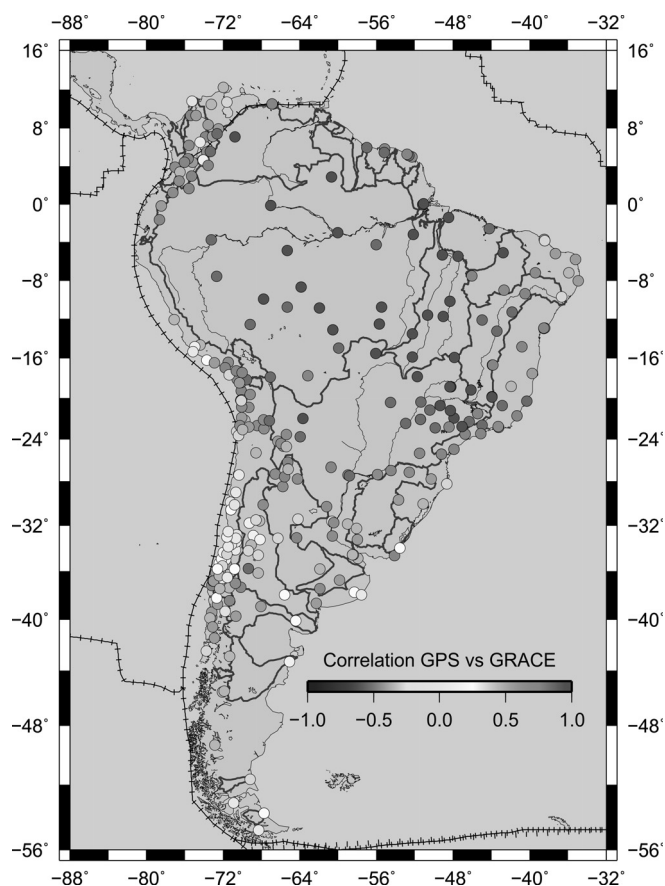


FIGURA 44 – Coeficiente de correlação das deformações verticais obtidas desde GPS e GRACE.

Fonte: O autor

Além do coeficiente de correlação, aplicou-se a estatística de *root mean square* - RMS *reduction*, a qual é utilizada para avaliar a concordância entre GPS e GRACE ou CSLMs, comparando o RMS dos deslocamentos GPS antes e depois de remover as deformações previstas por GRACE ou CSLMs. Comparando com o coeficiente de correlação, a redução de RMS leva em consideração a informação de fase e amplitude. Para as estações onde os valores de redução de RMS são positivos, o acordo entre GPS e outros deslocamentos da fonte de dados (por exemplo GRACE) é bom. Valores de redução de RMS positivos maiores indicam melhor concordância. Considerando que, para estações onde os valores de redução de RMS são negativos, o acordo entre o GPS e outros deslocamentos da fonte de dados é ruim. Os maiores valores negativos de redução de RMS indicam uma pior concordância. A redução do RMS é calculada como (VAN DAM; WAHR; LAVALLÉE, 2007; TREGONING et al., 2009; TESMER et al., 2011):

$$reduction = \frac{RMS(h_i^{GPS}) - RMS(h_i^{GPS} - h_i^{model})}{RMS(h_i^{GPS})} \quad (3.8)$$

Em que o termo “*model*” são as séries temporais do GRACE ou dos CSLMs.

Quando foi aplicada a redução da série GPS com dados GRACE para os 292 estações GPS da região da América do Sul, encontrou-se 201 estações com valores de redução de RMS positivos. Para as reduções positivas de RMS, 163 estações estão na faixa de 0–40%. Enquanto para as reduções RMS negativos, eles estão principalmente na faixa de -20 a 0% (74 de 91 estações), que é menor que para as reduções positivas. A distribuição espacial das estações com valores de redução de RMS positivos é homogênea no continente Sul-Americano. No entanto, os valores maiores (redução de  $RMS > 30\%$ ) concentram-se nas bacias hidrográficas do Amazonas, do Tocantins, do Paraná, do São Francisco, do Paranaíba e do Uruguai (ver figura 45).

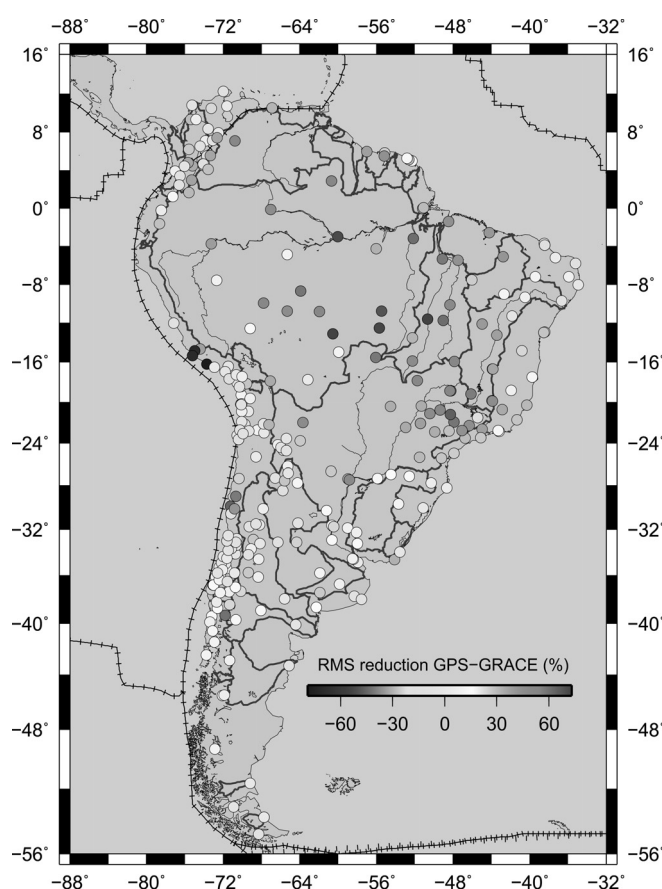


FIGURA 45 – Redução do RMS quando o sinal do VLD-GRACE é removido das altitudes elipsoidais do GPS.

Fonte: O autor

O segundo experimento consistiu na estimativa das deformações verticais produzidas pelo carregamento associado aos efeitos combinados de armazenamento de água terrestre, pressão atmosférica, e *Non-Tidal*, baseados nos modelos GLDAS (RODELL et al., 2004), MERRA (REICHLE et al., 2011) e OMCT (DOBSLAW et al., 2013) respectivamente. Os modelos utilizados foram construídos com base na abordagem de cálculo de carregamento por harmônicos esféricos (similar ao equacionamento apresentado no capítulo 2.11), expandidos até o grau/ordem 1023, e o procedimento é descrito em PETROV (2015). Os dados foram obtidos

do International Mass Loading Service-IMLS armazenados no site <http://alt.massloading.net>. Antes de comparar as soluções GNSS com os SLMs, foi realizada uma transformação da amostragem cada 3 horas dos SLMs para soluções médias mensais, e posteriormente foram combinadas as soluções dos três modelos, i.e.:

$$\Delta h_{CSLM}(\theta, \lambda, t) = \Delta h_{TWS}(\theta, \lambda, t) + \Delta h_{ATM}(\theta, \lambda, t) + \Delta h_{NT}(\theta, \lambda, t) \quad (3.9)$$

Onde  $\Delta h_{CSLM}$  é a deformação vertical resultante da integração da deformação do armazenamento de água terrestre  $\Delta h_{TWS}$ , da atmosfera  $\Delta h_{ATM}$ , e do oceano  $\Delta h_{NT}$ .

No caso do CSLM-GLDAS, as velocidades lineares são quase desprezíveis em curtos períodos de tempo, encontrando-se estes entre -0,2 e 0,4 mm/a. As amplitudes das deformações verticais anuais oscilam entre 0,2 e 9,4 mm, e as amplitudes anuais maiores ( $> 5$  mm) são encontradas no leste da bacia do Amazonas, nas bacias do Tocantins, do Parnaíba e apenas duas estações localizadas na bacia do rio Paraná (estações MABS e PITN) (ver figura 46, painel esquerdo). Para o CSLM-MERRA, também as velocidades lineares são desprezíveis com valores entre -0,2 e 0,5 mm/y. Já no caso das deformações anuais, estas oscilam entre 0,3 e 8,4 mm, e atingiram os maiores valores ( $> 5$  mm) predominantemente nas bacias do Amazonas e do Tocantins e estações esparsas na bacia do Parnaíba (duas estações, isto é, PITN e MABS) e do rio Paraná (três estações, i.e, GOJA, MGUB e CUIB) (ver figura 46, painel direito).

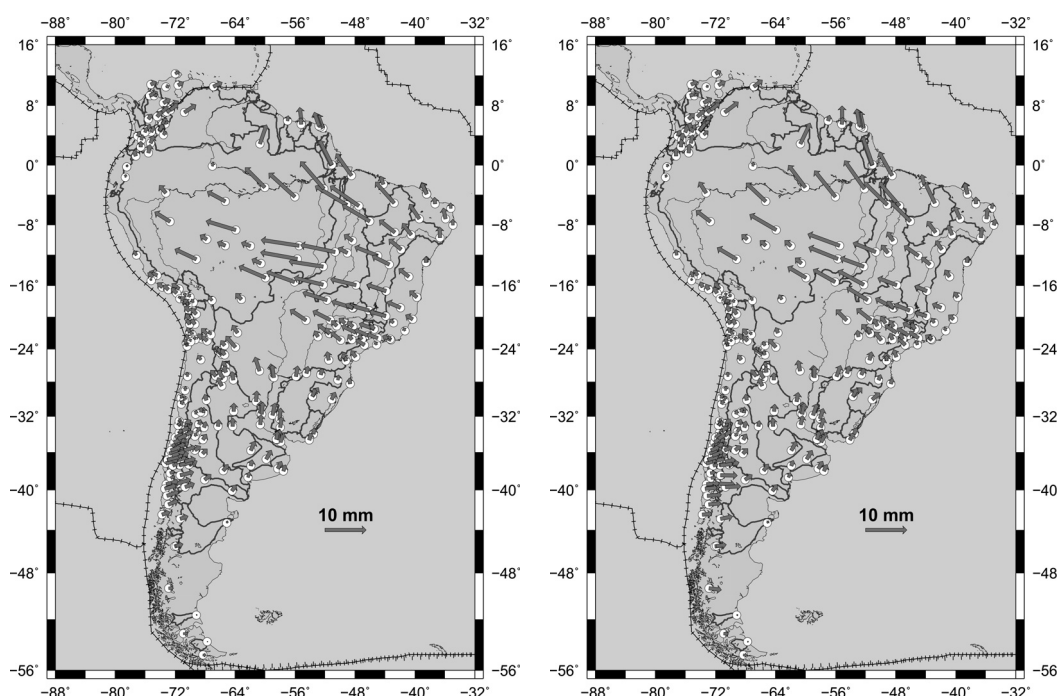


FIGURA 46 – Vetores anuais de deformação vertical CLSM, o comprimento do vetor é a amplitude e a fase vetorial é contada a partir da direção norte e no sentido anti-horário. O painel esquerdo foi construído com o SLM-TWS GLDAS, e o direito com o SLM-TWS MERRA.

Na figura 46 o comprimento do vetor representa a amplitude anual e a fase vetorial é contada a partir da direção norte e no sentido anti-horário.

Como no caso das deformações anuais obtidas do GPS e do GRACE, o CSLM-GLDAS e CSLM-MERRA apresentam um campo de vetores que caracterizam uma variação da fase em forma de “S”.

A correlação entre as séries temporais GPS e CSLM-GLDAS revela que  $\sim 43\%$  (125) das estações atingem um coeficiente de correlação maior do que 0,6. Além disso, 40 estações mostram uma boa correlação (0,6-0,7) e 85 estações mostram uma correlação muito boa ( $> 0,7$ ). Em relação à distribuição espacial das estações com correlação melhor que 0,6, estas não parecem encontrar algum padrão e estão distribuídas por todo o continente (ver figura 47 painel esquerdo).

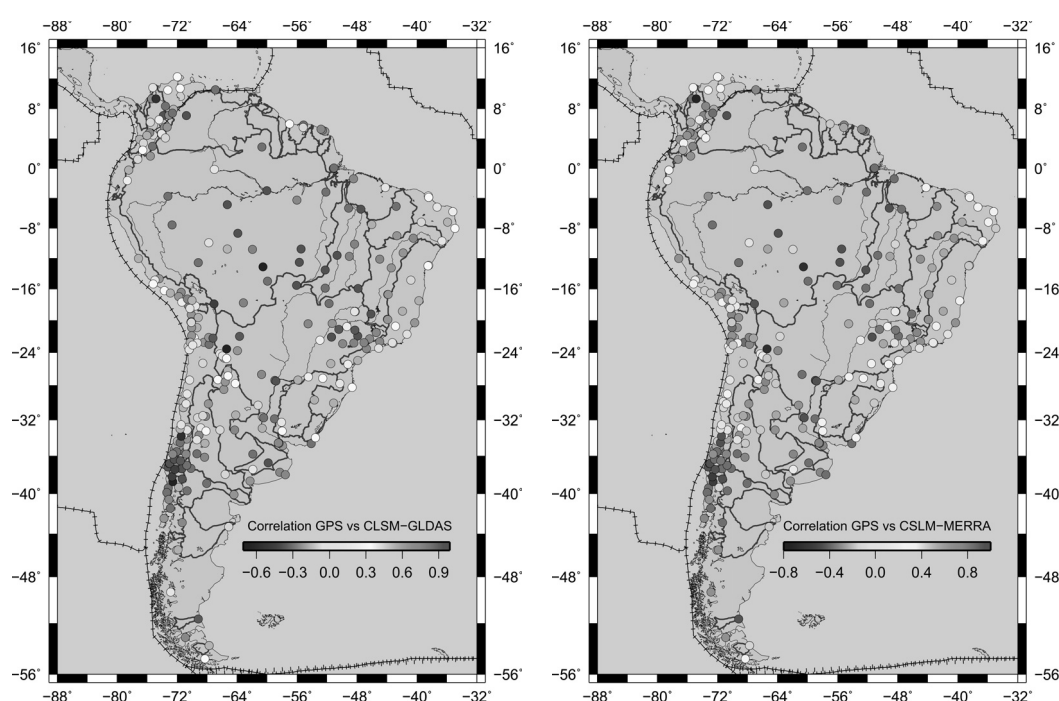


FIGURA 47 – Coeficiente de correlação das deformações verticais obtidas com GPS e CSLMs. O painel esquerdo é a correlação com o SLM-TWS GLDAS, e o direito com o SLM-TWS MERRA.

Fonte: O autor

No caso da correlação entre GPS e CSLM-MERRA, foi encontrado que  $\sim 41\%$  (121) das estações atingem um coeficiente de correlação melhor que 0,6, e 82 dessas estações apresentam uma correlação muito boa. Tal como no CSLM-GLDAS, a distribuição espacial das estações com correlação melhor que 0,6 não apresentam algum padrão (ver figura 47 painel direito).

Quando se aplicou a redução da série GPS com CSLM-GLDAS, encontramos 214 estações com valores de redução de RMS positivos. Entre as 214 estações que obtêm valores

de redução de RMS positivos, 197 estações estão entre 0 e 40% e 54 de 78 estações com valores negativos estão entre 0 e -20% (ver figura 48, à esquerda).

Na redução da série GPS com a série temporal CSLM-MERRA, encontraram-se 222 estações com valores de redução de RMS positivos, dos quais 175 estações apresentam valores entre 0 e 30% de valores de redução de RMS positivos e das 70 estações com valores negativos de redução de RMS, 50 tem valores entre 0 e -20% (ver figura 48, à direita).

No caso dos valores de redução de RMS para CSLM-GLDAS e CSLM-MERRA, a distribuição espacial das estações com valores de redução de RMS positivos é bastante homogênea em todo o continente sul-americano.

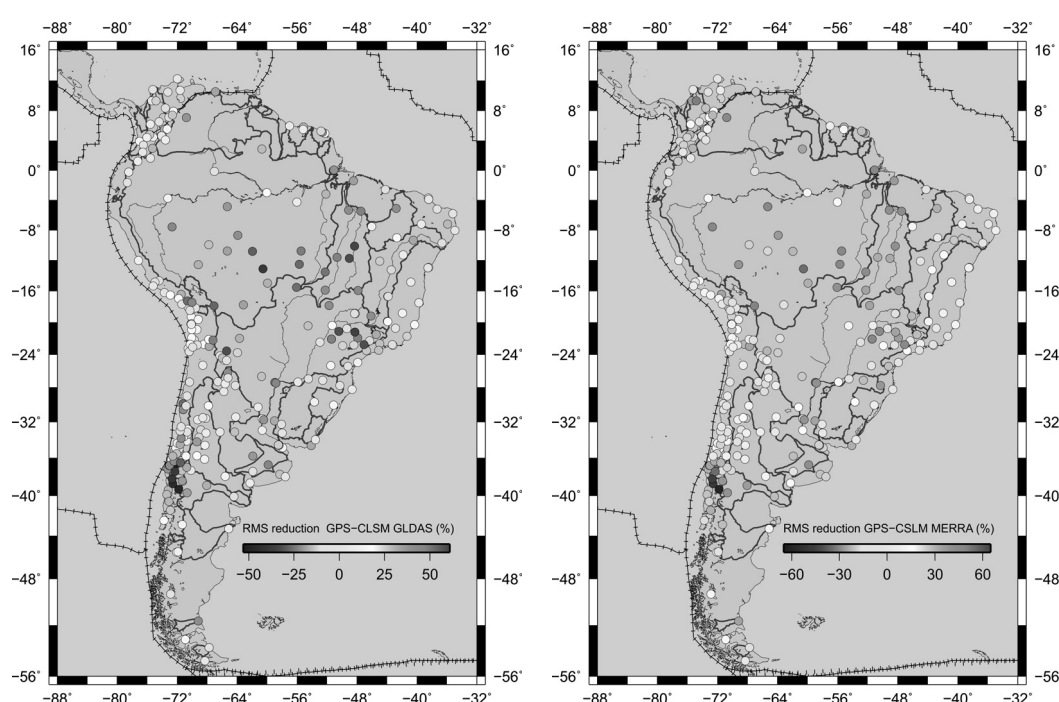


FIGURA 48 – Redução do RMS quando o sinal do CSLM-GLDAS foi removido das altitudes elipsoidais do GPS (painel esquerdo). Redução do RMS quando o sinal do CSLM-MERRA foi removido das altitudes elipsoidais do GPS (painel direito)

Fonte: O autor

Em termos gerais as deformações verticais anuais na América do Sul recuperadas pelas soluções mensais GRACE alcançam 85% do sinal do GPS. Já no caso do CSLM-GLDAS e CSLM-MERRA apenas o 48 e 46% respectivamente. E para as amplitudes verticais semi-anuais, GRACE, CSLM-GLDAS e CSLM-MERRA recuperam 47%, 33% e 33% do sinal GPS respectivamente (ver tabela 13).

Quando se realizou a análise com 183 estações do GPS que permanecem após a remoção das estações com latitudes inferiores a 14°S e longitudes inferiores a 67°W, ou seja aquelas localizadas na região de maior atividade sísmica, os resultados mudam consideravelmente (ver tabela 15). Agora, a fonte de melhor desempenho em termos de valores de redução de

TABELA 13 – Amplitude média anual e semi-anual pelas diferentes fontes de dados.

Fonte	Amp. anual (mm)	Amp. semi-anual (mm)
GPS	5,2	1,5
GRACE	4,4	0,7
CSLM-GLDAS	2,5	0,5
CSLM-MERRA	2,4	0,5

Fonte: O autor.

WRMS são as séries temporais GRACE (81%), seguidas de CSLM-MERRA (76%) e CSLM-GLDAS (75%). E em termos de correlação, é também a série de tempo GRACE que atinge os melhores valores (113 de 183 estações com correlação melhor que 0,6), seguido por CSLM-GLDAS (79 de 183 estações com correlação melhor que 0,6) e a pior série são as da CSLM-MERRA (75 das 183 estações com correlação melhor do que 0,6).

De acordo com VAN DAM, WAHR e LAVALLÉE (2007), grande parte do desacordo entre as séries GRACE e GPS pode ser influenciado por: erros nas estimativas do GRACE; características de pequena escala no campo de carga não capturadas pelos dados GRACE; e erros de técnica GPS. Deve-se notar que um número significativo de 292 estações GPS utilizadas ( $> 100$ ) são encontradas na região de forte interação tectônica entre a placa Nazca e a placa Sul-Americana. Nesta região, os efeitos da atividade hidrológica são mais fracos do que os efeitos tectônicos, como as atividades sísmicas e vulcânicas, que geralmente não são registradas nas observações GRACE ou CSLMs devido a limitações de resolução espacial e/ou temporal, efeitos de leakage, ruído e falta de observações in-situ. Consequentemente, acredita-se que esta poderia ser a causa fundamental do desacordo das séries temporais GPS em relação à série de GRACE e CSLMs na região sudoeste da América do Sul.

TABELA 14 – Resumo dos valores de redução de WRMS e estatísticas de correlação para todas as estações, e para aqueles selecionados após a remoção de estações com latitudes inferiores a  $14^{\circ}S$  e longitudes maiores que  $67^{\circ}W$ .

Fonte	todas estações (292)		183 estações	
	WRMS Redução	$\rho > 0.6$	WRMS Redução	$\rho > 0.6$
GPS-GRACE	201 stn $\sim 69\%$	131 stn	148 stn $\sim 81\%$	113 stn
GPS-(CSLM-GLDAS)	214 stn $\sim 73\%$	125 stn	137 stn $\sim 75\%$	79 stn
GPS-(CSLM-MERRA)	222 stn $\sim 76\%$	121 stn	139 stn $\sim 76\%$	75 stn

Fonte: O autor.

Em relação ao desempenho dos SLMs, como já foi indicado por VAN DAM, WAHR e LAVALLÉE (2007), existem outras fontes de carga, especialmente a distribuição da massa de água nos continentes (umidade do solo, águas subterrâneas, neve e gelo). Deve-se enfatizar que essas distribuições de massa são mal conhecidas na maioria das regiões do globo, e essas deformações são suficientemente grandes para serem observadas nas série residuais de GPS.



### 3.2.3.1 Estimativa das variações temporais nas altitudes ortométricas

A estimativa das variações temporais nas altitudes ortométricas é uma contribuição das variações que acontecem na superfície de referência (o geóide!), e a superfície física. Conforme a abordagem indireta aqui apresentada, as variações associadas à superfície de referência são obtidas desde as séries temporais mensais obtidas dos SHCs do GRACE, e as variações na superfície desde a análise das séries temporais GPS.

De acordo com as análises, tanto as frequências como a amplitude e fase dos sinais são diferentes no geóide e na superfície topográfica de região em região. Neste sentido adverte-se um problema com a rigorosa integração de sinais de ambas superfícies por exemplo em termos de frequências.

No entanto, existem sinais comuns que foram explorados em separado nos capítulos anteriores. Estes são: velocidades lineares e amplitudes anuais e semi-anuais (em alguns casos) (ver figura 49). Estes parâmetros revelam que o  $\sim 98\%$  da tendência na altitude ortométrica é recuperada com a tendência da altitude elipsoidal. Já no caso da amplitude anual, a altitude elipsoidal representa aproximadamente o triplo ( $\sim 289\%$ ) da amplitude anual na altitude ortométrica. E no caso da amplitude semi-anual, a altitude elipsoidal representa aproximadamente 1,5 vezes ( $\sim 136\%$ ) da amplitude semi-anual média da altitude ortométrica (ver tabela 16). O posicionamento GPS é altamente sensível a grande parte de fenômenos naturais e artificiais que acontecem na superfície física. Por tanto, torna-se uma necessidade levar em conta as tendências, ciclos anuais (em regiões poderiam se integrar outras frequências e.g. semi-anual) e efeitos co/pós-sísmicos associados à superfície topográfica para a manutenção dos SVRs. Neste sentido o GNSS é uma ferramenta fundamental no auxílio para a recuperação das variações temporais das altitudes ortométricas.

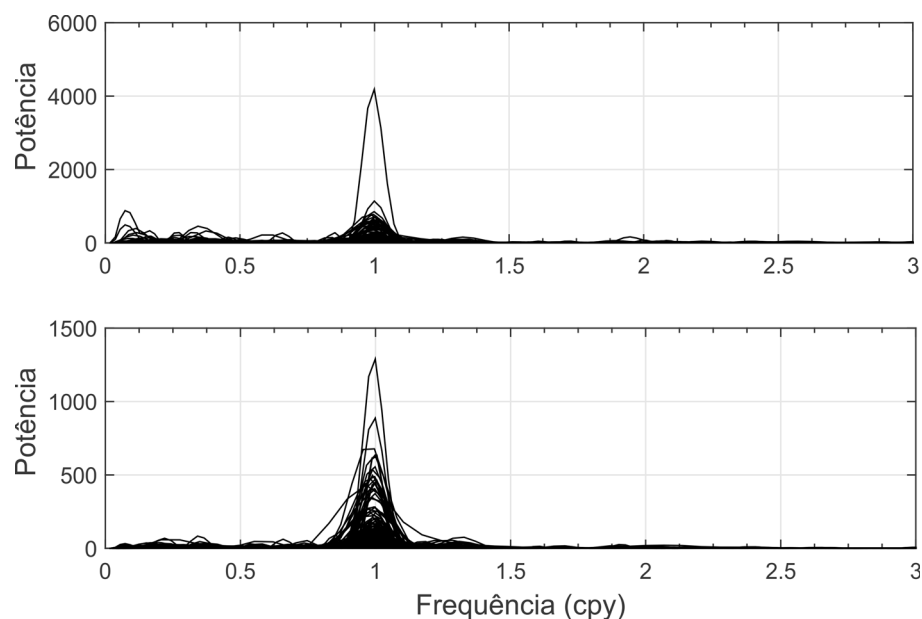


FIGURA 49 – Periodograma das séries temporais das 292 estações para a altitude elipsoidal (painel superior) e para o geóide (painel inferior).

Fonte: O autor

As variações temporais do geóide alcançam apenas  $\sim 2\%$  da variação linear nas altitudes ortométricas. No entanto, estas devem ser consideradas em períodos de  $\sim 20$  anos, e amplitudes anuais devem ser levadas em consideração em regiões com forte sinal hidrológico anual ( $R_1 > 10$  mm), isto com propósito de manter um SVR consistente com as exigências atuais ( $\sim 1$  cm). Embora os efeitos co/pós-sísmicos sejam de alguns milímetros, estes poderiam se acumular ao longo do tempo, e então gerar inconsistências entre segmentos das redes verticais.

TABELA 15 – Velocidade, amplitude e fase anual e semi-anual média máxima e mínima para as altitudes elipsoidais e para o Geóide.

Fonte	Estatística	velocidade [mm/a]	$R_1$ [mm]	$\varphi_1$ [graus]	$R_2$ [mm]	$\varphi_2$ [graus]
GPS	Média	1,24	5,2	-3,2	1,5	52,4
	Máximo	24,21	29,7	154,8	5,5	179,7
	Mínimo	-48,14	0,4	-162,7	0,0	-173,4
GRACE	Média	-0,03	3,4	-56,7	0,4	14,4
	Máximo	0,28	15,3	178,1	1,8	179,8
	Mínimo	-0,48	0,2	-177,3	0,0	-152,1

Fonte: O autor.

Em relação ao efeito GIA nas altitudes ortométricas, a contribuição no geóide é muito fraca, porém na superfície topográfica é considerável em longos períodos de tempo ( $\sim 20$  anos) principalmente nas regiões ao sul do paralelo  $32^\circ S$  no continente Sul Americano (ver tabela 17).

TABELA 16 – Médias, máximas e mínimas velocidades lineares associadas ao GIA c.f. modelo GERUO, WAHR e ZHONG (2013)

GIA-trend	Média [mm/a]	Máximo [mm/a]	Mínimo [mm/a]
Geoid	0,03	0,16	-0,15
Uplift	0,21	0,73	-0,27

Fonte: O autor.

Como foi demonstrado nas estimativas, a contribuição da variação linear do geoide nas altitudes ortométricas é desprezível em curtos períodos de tempo, e inclusive no período de tempo aqui estudado ( $\sim 10$  anos). Por tanto, foram construídas séries temporais das altitudes ortométricas com base nas séries GPS e GRACE sem tendência visando entender a contribuição da amplitude anual do geoide nas altitudes ortométricas. Quando foram calculadas as diferenças entre as amplitudes anuais da altitude elipsoidal e ortométrica, os resultados revelaram que as diferenças médias, máximas e mínimas são:  $-2,6\text{mm}$ ;  $2,6\text{mm}$ ; e  $-15,3\text{ mm}$  respectivamente, e na fase anual obtiveram-se  $-16^\circ$ ,  $312^\circ$  e  $215^\circ$  respectivamente. A figura 50 indica que as maiores diferenças ( $> \pm 5\text{ mm}$ ) entre as amplitudes anuais obtidas das séries GPS e das altitudes ortométricas concentram-se nas bacias hidrográficas do Amazona, do Tocantins, do Paraná e do São Francisco. Já no caso das diferenças das fases anuais do GPS e do geoide, estas são mais relevantes na região costeira norte do Chile e sul do Peru ( $11^\circ\text{S} - 34^\circ\text{S}$ ), e na costa do Brasil ( $3^\circ\text{S} - 21^\circ\text{S}$ ).

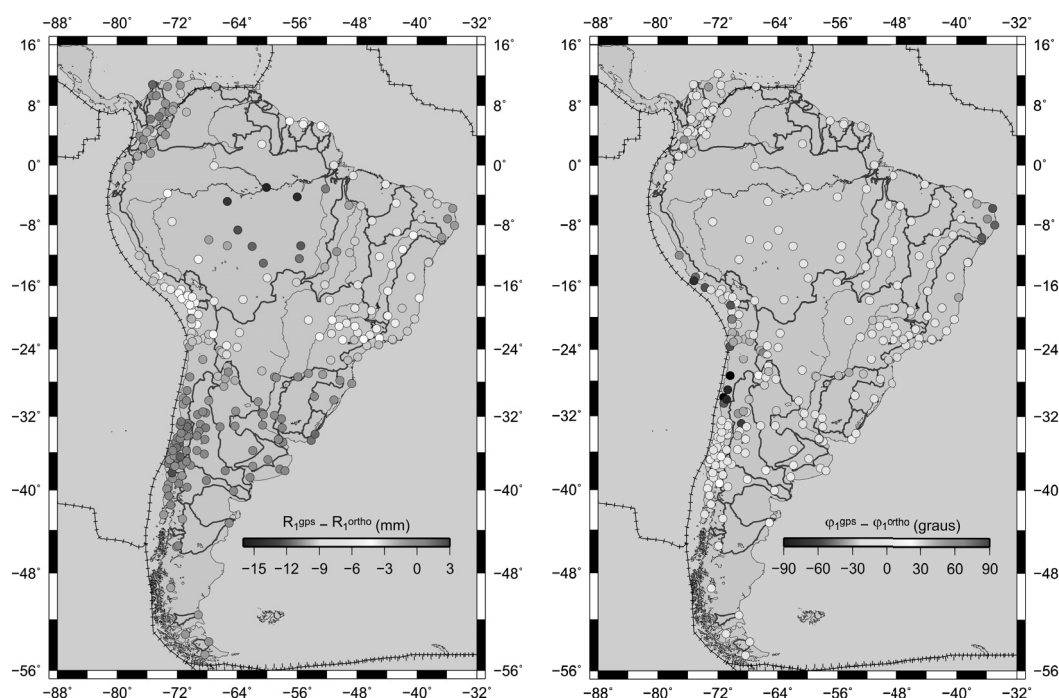


FIGURA 50 – Diferenças de amplitude (esquerda) e fase (direita) anual entre as altitudes elipsoidais e ortométricas.

Fonte: O autor

De acordo com os resultados na América do Sul, é necessário se introduzir as variações temporais associadas a modelos de trajetória na realização dos SVRs, principalmente nos países com fortes sinais sazonais e atividade tectônica. A abordagem indireta na recuperação das variações temporais das altitudes ortométricas apresenta importantes vantagens em relação ao procedimento clássico levado por intermédio de nivelamento geométrico/gravimetria. Entre as mais importantes destaca-se:

- Não precisa da introdução de um modelo matemático de ajustamento para a detecção de deformações verticais;
- Não é afetado pelos erros sistemáticos do nivelamento geométrico;
- Implica em um menor custo;
- Fornece uma melhor resolução temporal;
- Podem ser tratados em referenciais modernos consistentes e compatíveis com técnicas de observação espacial;

No entanto, é relevante indicar que a abordagem indireta está limitada por alguns fatores, entre estes:

- Resolução espacial e temporal das soluções GRACE;
- Problemas na combinação de frequências identificadas nas séries GPS e GRACE;
- Possíveis diferenças nos resultados associadas com as estratégias de pós-processo dos dados GRACE e GPS; e
- Ainda existem regiões na América do Sul com lacunas de estações GPS de monitoramento contínuo.

Finalmente apresenta-se a tabela 17 com um resumo dos fenômenos que contribuem na deformação vertical significativa na evolução das redes verticais na América do Sul.

TABELA 17 – Resumo dos fenômenos responsáveis pela deformação do geóide e da superfície terrestre, tempos associados e recomendações sobre os meios de monitoramento conforme abordados na tese.

Fenômeno	Tempo para atingir deformação 10 mm		Observações/Modelos			Comentários	
	Geóide	Superfície	Geóide	Superfície	Geóide	Superfície	
Hidrologia	Anual	Anual, semi-anual	LSMs, Gravimetria, terrestre, aérea e por satélite	GNSS, VLBI, SLR, InSAR, LSMs	- Deficiência da cobertura gravimetria terrestre.	- Deficiência de cobertura SLR, VLBI, e GNSS	
GIA	~100 anos	~10 anos	GPS, Gravimetria, registros mareográficos, Modelos de GIA	GPS, registros mareógrafos, Modelos de GIA	- Déficit dos modelos na América do Sul	- Déficit dos modelos na América do Sul	
Terremotos e Ciclo sísmico		- Episódicos, inter e pós-sísmicos (~5 anos)	Gravimetria terrestre e aérea	GNSS, VLBI, SLR, InSAR		- Problemas na modelagem da relaxação pos-sísmica	
Tectônica regional	~40 anos	1 a 10 anos	GNSS, VLBI, SLR, InSAR	GNSS, InSAR	- Separação de efeitos (e.g. GIA)	- Separação, de efeitos (e.g. GIA)	

Fonte: O autor.

## 4 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

### 4.1 CONCLUSÕES

Foi implementada uma abordagem indireta para a determinação das deformações nas altitudes ortométricas no período abril de 2002 até abril de 2016 com base em observações GPS e GRACE visando a recuperação do efeito integrado da geometria e campo da gravidade causado pela redistribuição de massa do sistema Terra.

As deformações verticais (na superfície e no geoide) associadas às estações GPS utilizadas nos dois estudos de caso revelam fortes atividades cinemáticas, observadas em termos de parâmetros lineares e não-lineares, provocadas pela geodinâmica global e local na América do Sul. Estas deformações alcançam magnitude que superam o limite de tolerância 1 cm (AMOS et al., 2007) aceito para a manutenção de um SVR moderno.

As deformações verticais lineares e não lineares foram caracterizadas pelos parâmetros estimados por intermédio dos modelos de trajetória baseados no método de mínimos quadrados. Estes modelos de trajetória auxiliaram na estimativa simultânea dos parâmetros: tendências, ciclos (e.g. anual, semi-anual), saltos, e relaxação pós-sísmica.

As variações temporais da superfície topográfica superam 90% da variação total das altitudes ortométricas. As tendências na América do Sul oscilam entre -48 e 24 mm/a, e os maiores valores concentram-se nas regiões de sub-ducção tectônica. Já no caso das amplitudes anuais, estas oscilam entre 5 e 30 mm, e as maiores amplitudes predominam nas maiores bacias hidrográficas da América do Sul, i.e. do Amazonas, do Tocantins, e do Paraná. Além disso, os vetores de deformação vertical anual revelam um comportamento em forma de “S” na região de estudo.

Em relação às variações temporais no geoide, as tendências (*long-term*) são relevantes somente em longos períodos de tempo ( $\sim 20$  anos), e apenas contribuem em  $\sim 2\%$  das tendências nas altitudes ortométricas. No caso das amplitudes anuais, estas oscilam entre 0,2 e 15 mm, e os maiores valores concentram-se principalmente nas bacias hidrográficas do Amazonas, do Tocantins e do Paraná. A fase do sinal anual do geoide revela um comportamento quase diametralmente oposto em termos da fase. Ou seja, desde  $\sim 56^\circ S$  até  $\sim 36^\circ S$  em geral as amplitudes não alcançam 3mm, e apresentam um avanço nas fases  $> 90^\circ$  (90 dias) em relação ao processo anual padrão, e de  $\sim 36^\circ S$  até  $\sim 8^\circ N$  a magnitude das amplitudes aumenta até alcançar 15 mm numa direção que implica numa retração do processo anual  $> 90^\circ$ . Além disso, a perturbação anual é o sinal mais importante de variação temporal do geoide na América do Sul, já que 79% do sinal do geoide é explicado pela variabilidade do sinal anual conforme a análise EOF.

As deformações verticais obtidas com base na inversão dos SHCs do GRACE, e os CSLMs indicam uma boa consistência com as soluções GPS em termos de RMS (mais de 70%) e coeficiente de correlação (mais de 121 estações com correlação  $> 0.6$ ). Inclusive, esta situação melhora quando são removidas da análise as estações localizadas na região de maior atividade tectônica, i.e.  $\varphi < -14^\circ$  e  $\lambda < -67^\circ$ . Portanto as deformações verticais anuais fornecidas pela inversão dos SHCs do GRACE e os CLSMs poderiam se tornar uma fonte de informação complementar para a implementação de modelos de trajetórias em regiões com déficit de séries temporais GPS de longos períodos.

De acordo com os resultados, as variações temporais nas altitudes ortométricas em termos de tendências são dominadas pela tectônica global, regional e local e o ciclo sísmico. Já no caso das componentes sazonais, percebeu-se que a amplitude anual é dominada pelo ciclo hidrológico, e então mais forte nas estações localizadas nas bacias hidrográficas. Também foi estimado que os efeitos não lineares como saltos co-sísmicos e relaxação pós-sísmicas podem alcançar dezenas de centímetros em regiões próximas ao epicentro, variações que devem obrigatoriamente ser corrigidas nos segmentos dos SVRs comprometidos

Em relação ao efeito GIA nas altitudes ortométricas, a contribuição no geoide é muito fraca, porém na superfície topográfica é considerável em longos períodos de tempo ( $\sim 30$  anos) principalmente nas regiões ao sul de  $32^\circ S$  no continente Sul Americano.

As variações temporais das altitudes ortométricas na América do Sul de acordo com a abordagem indireta implementada nesta tese, indicam que variações temporais lineares e não lineares em grande parte da região de estudo são significativas ( $> 10$  mm/a em tendências e  $> 10$  mm em amplitude) em relação aos padrões atuais recomendados pela IAG. Portanto, é de fundamental urgência incluir estas variações na modelagem da evolução temporal das altitudes para a realização do SVR moderno.

O nivelamento geométrico foi tradicionalmente usado na estimativa das deformações verticais, no entanto este método é restrito ao número de linhas de nivelamento observadas em diferentes épocas, influenciado por várias fontes de erros sistemáticos, e é um procedimento custoso e demorado. Neste sentido aproveitou-se a grande quantidade de estações GPS de monitoramento contínuo (292), das soluções mensais globais do GRACE, e da livre disponibilidade destas informações para propor uma abordagem indireta da estimativa das deformações nas altitudes ortométricas baseada em observações GRACE e GPS.

## 4.2 RECOMENDAÇÕES/TRABALHOS FUTUROS

- Em relação às séries temporais GPS e deformações da crosta:

Com propósito de explorar mais rigorosamente as componentes estocásticas das séries temporais GPS, recomenda-se caracterizar as séries com base nos diferentes modelos de ruídos (e.g. *White-noise*, *Flicker noise*, *Random walk*). Além disso, visualiza-se a

oportunidade de pesquisar o efeito *Non-Tidal* nas estações localizadas nas proximidades da costa no continente Sul Americano.

Em trabalhos futuros pretende-se estimar as componentes de ruído e determinar um modelo rigoroso para descrever melhor a série de tempo com base na teoria de máxima verossimilhança.

Recomenda-se explorar o desempenho da altimetria por satélite associada com registros maregráficos na determinação das deformações verticais nos marégrafos que circundam a América do Sul.

Outro aspecto relevante é a possibilidade de interpolar os valores das séries temporais naqueles casos onde exista muita perda de informação por diversas técnicas paramétricas e não paramétricas.

Visualiza-se a possibilidade de construir modelos de trajetória com base em modelos de velocidades disponíveis (e.g. VEMOS2015) e deformações sazonais recuperadas desde GRACE ou CLSMs.

- Em relação às séries temporais do geoide:

Recomenda-se complementar as soluções temporais GRACE com gravimetria terrestre, e otimizar os métodos de processamento GRACE com propósito de atingir melhores resoluções espaciais e temporais.

- Em relação às séries temporais da altitude ortométrica:

Recomenda-se testar por técnicas alternativas a metodologia aqui apresentada (e.g. Nivelamento Geométrico).

Visualiza-se que para aqueles países com atividade tectônica predominante (e.g. Chile) é necessário se introduzir modelos de saltos co-sísmico e relaxação pós-sísmica, os quais poderiam se basear em soluções InSAR, GPS, entre outros.

No futuro vislumbra-se que a Geodesia espacial fornecerá informações com melhores resoluções espaciais e temporais, atingindo os requerimentos de um SVRC moderno.



## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AGUAS AMAZÔNICAS. **Tocantins**. 2017. Disponível em: <<http://aguasamazonicas.org/cuencas/principales-sub-cuencas/tocantins/>>. Citado na página 39.
- AMOS, M. et al. **Conventions for the Definition and Realization of a Conventional Vertical Reference System (CVRS)**. [S.l.], 2007. 1–25 p. Citado 4 vezes nas páginas 46, 48, 54 e 135.
- ANGERMANN, D.; KLOTZ, J.; REIGBER, C. Space-geodetic estimation of the Nazca-South America Euler vector. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 171, n. 3, p. 329–334, 1999. ISSN 0012821X. Citado na página 35.
- ARDALAN, A.; GRAFAREND, E.; KAKKURI, J. National Height Datum, the Gauss-Listing Geoid Level Value  $w_0$  and Its Time Variation. In: E. Grafarend, F. Krumm, & V. S. (Ed.). **Geodesy-The Challenge of the 3rd Millennium**. [S.l.]: Springer Berlin Heidelberg, 2003. p. 17–60. Citado na página 50.
- AUDEMARD, F. E.; AUDEMARD, F. A. Structure of the Mérida Andes, Venezuela: relations with the South America–Caribbean geodynamic interaction. **Tectonophysics**, v. 345, n. 1–4, p. 1–26, 2002. ISSN 0040-1951. Citado na página 36.
- BALODIMOS, D. D.; GEORGOPOULOS, G.; TELIONI, V. Kinematic Adjustments Of A Levelling Control Network. **Survey Review**, v. 32, n. 253, p. 405–414, 1994. Citado na página 43.
- BAR-SEVER, Y. E.; KROGER, P. M.; BORJESSON, J. Estimating horizontal gradients of tropospheric path delay with a single GPS receiver. **Journal of Geophysical Research**, v. 103, n. B3, p. 5019, 1998. Citado na página 98.
- BAYRAK, T. Modelling the relationship between water level and vertical displacements on the Yamula Dam, Turkey. **Natural Hazards and Earth System Science**, v. 7, n. 2, p. 289–297, 2007. ISSN 1684-9981. Citado na página 30.
- BECKER, J. J. et al. Global Bathymetry and Elevation Data at 30 Arc Seconds Resolution: SRTM30\_PLUS. **Marine Geodesy**, v. 32, n. 4, p. 355–371, 2009. ISSN 0149-0419. Citado 2 vezes nas páginas 8 e 84.
- BELOUSSOV, V. V. et al. Vertical movements of the earth's crust on the continents. **Geophysical Surveys**, v. 1, n. 3, p. 245–273, 1974. ISSN 00465763. Citado na página 23.
- BERTIGER, W. et al. Single receiver phase ambiguity resolution with GPS data. **Journal of Geodesy**, v. 84, n. 5, p. 327–337, 2010. Citado 2 vezes nas páginas 98 e 99.
- BETTADPUR, S. **UTCSR Level-2 processing standards document for Level-2 product release 0005, GRACE 327-742, Rev. 4.0**. [S.l.], 2012. Citado 2 vezes nas páginas 63 e 103.
- BEVIS, M. et al. Seasonal fluctuations in the mass of the Amazon River system and Earth's elastic response. **Geophysical Research Letters**, v. 32, n. 16, p. 1–4, 2005. ISSN 00948276. Citado na página 39.

BEVIS, M.; BROWN, A. Trajectory models and reference frames for crustal motion geodesy. **Journal of Geodesy**, v. 88, n. 3, p. 283–311, 2014. Citado 5 vezes nas páginas 51, 74, 82, 87 e 88.

BEVIS, M. et al. On the strength of interplate coupling and the rate of back arc convergence in the central Andes: An analysis of the interseismic velocity field. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, v. 2, n. September, p. 10.129/2001GC000198, 2001. ISSN 1525-2027. Citado na página 36.

BIRD, P. An updated digital model of plate boundaries. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, v. 4, n. 3, 2003. ISSN 15252027. Citado 3 vezes nas páginas 34, 35 e 36.

BIRO, P. Dynamic aspects of repeated geodetic levellings. **Period. Polytech., Civ. Eng., Geod.**, v. 24, p. 3–12, 1980. Citado na página 44.

BJORNSSON, H.; VENEGAS, S. **A manual for EOF and SVD analyses of Climate Data**. [S.l.], 1997. 1–53 p. Citado na página 116.

BLEWITT, G. Carrier phase ambiguity resolution for the Global Positioning System applied to geodetic baselines up to 2000 km. **Journal of Geophysical Research**, v. 94, n. B8, p. 10187–10203, 1989. Citado na página 99.

BLEWITT, G. An Automatic Editing Algorithm for GPS data. **Geophysical Research Letters**, v. 17, n. 3, p. 199–202, 1990. Citado na página 98.

BLEWITT, G. Self-consistency in reference frames, geocenter definition, and surface loading of the solid Earth. **Journal of Geophysical Research**, v. 108, n. B2, p. 2103, 2003. ISSN 0148-0227. Citado 3 vezes nas páginas 68, 99 e 120.

BLEWITT, G. et al. Terrestrial reference frame NA12 for crustal deformation studies in North America. **Journal of Geodynamics**, v. 72, p. 11–24, 2013. ISSN 02643707. Citado na página 98.

BOCK, Y.; MELGAR, D. Physical applications of GPS geodesy: a review. **Reports on Progress in Physics**, IOP Publishing, v. 79, n. 10, p. 106801, 2016. ISSN 0034-4885. Citado na página 85.

BOEHM, J. et al. Global Mapping Function (GMF): A new empirical mapping function based on numerical weather model data. **Geophysical Research Letters**, v. 33, n. 7, 2006. ISSN 00948276. Citado 2 vezes nas páginas 85 e 98.

BOSCH, W. The Sea Surface Topography and its Impact to Global Height System Definition. In: Drewes, Hermann and Dodson, AlanH. and Fortes, LuizPauloSouto and Sánchez, Laura and Sandoval, P. (Ed.). **Vertical Reference Systems, International Association of Geodesy Symposia**. [S.l.]: Springer Berlin Heidelberg, 2001. p. 225–230. Citado na página 42.

BOY, J. P.; HINDERER, J. Study of the seasonal gravity signal in superconducting gravimeter data. **Journal of Geodynamics**, v. 41, p. 227–233, 2006. ISSN 02643707. Citado na página 51.

BROWN, L. D.; REILINGER, R. E. Releveling Data in North America: Implications for Vertical Motions of Plate Interiors. In: A. W. Bally, P. L. Bender, T. R. McGetchin, & R. I. W. (Ed.). **Dynamics of Plate Interiors. American Geophysical Union**. [S.l.: s.n.], 1980. Citado na página 43.

BRUINSMA, S. et al. Cnes/grgs 10-day gravity field models (release 2) and their evaluation. **Advances in Space Research**, v. 45, n. 4, p. 587 – 601, 2010. ISSN 0273-1177. Citado 2 vezes nas páginas 83 e 84.

BRUNINI, C. et al. Improved analysis strategy and accessibility of the SIRGAS Reference Frame. In: **Geodesy for planet earth**. [S.l.]: Springer, 2012. p. 3–10. Citado 2 vezes nas páginas 72 e 73.

BRUNINI, C. et al. **Reporte 2010-2011**. [S.l.], 2011. Citado na página 56.

CARRERA, G.; VANÍCEK, P. Review of techniques for determining vertical crustal movements from levelling data. In: **Proceedings of Third International Symposium on Land Subsidence**. [S.l.: s.n.], 1984. p. 195–202. Citado na página 43.

CAZENAVE, A. Geoid, Topography and Distribution of Landforms. In: **Global Earth Physics**. [S.l.]: American Geophysical Union, 2013. p. 32–39. ISBN 9781118668078. Citado 2 vezes nas páginas 66 e 67.

CHEINWAY, H. Height System of Taiwan from Satellite and Terrestrial Data. **J. Surv. Eng.**, v. 123, n. 4, p. 162–180, 1997. Citado na página 50.

CHEN, J. L.; WILSON, C. R.; TAPLEY, B. D. The 2009 exceptional Amazon flood and interannual terrestrial water storage change observed by GRACE. **Water Resources Research**, v. 46, n. 12, p. 1–10, 2010. ISSN 00431397. Citado 2 vezes nas páginas 39 e 86.

CHEN, J. L. et al. Patagonia Icefield melting observed by Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE). **Geophysical Research Letters**, v. 34, n. 22, p. 1–6, 2007. Citado na página 110.

CHEN, J. L. et al. 2005 drought event in the Amazon River basin as measured by GRACE and estimated by climate models. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 114, n. 5, 2009. ISSN 21699356. Citado 2 vezes nas páginas 87 e 111.

CHENG, M.; TAPLEY, B. D. Variations in the Earth's oblateness during the past 28 years. **J. Geophys. Res.**, AGU, v. 109, n. B9, p. B09402, sep 2004. ISSN 0148-0227. Citado 3 vezes nas páginas 63, 103 e 120.

CHI, S. C.; REILINGER, R. E. Geodetic evidence for subsidence due to groundwater withdrawal in many parts of the United States of America. **Journal of Hydrology**, v. 67, n. 1-4, p. 155–182, 1984. ISSN 00221694. Citado na página 33.

COSTA, C. H. et al. An overview of the main Quaternary deformation of South America. **Revista de la Asociacion Geologica Argentina**, v. 61, n. 4, p. 461–479, 2006. ISSN 00044822. Citado na página 34.

CUNNINGHAM, W. D. Strike-slip faults in the southernmost andes and the development of the Patagonian orocline. **Tectonics**, v. 12, n. 1, p. 169–186, 1993. Citado na página 36.

CURY, J. F. **A gestão integrada de Bacias Hidrográficas: a abertura de uma oportunidade para o desenvolvimento sustentável do Alto Paranapanema**. Tese (Tese Doutorado), 2006. Citado na página 40.

DACH, R. et al. Evaluation of the impact of atmospheric pressure loading modeling on GNSS data analysis. **Journal of Geodesy**, v. 85, n. 2, p. 75–91, 2011. ISSN 09497714. Citado na página 27.

DAHLE, C. et al. **GFZ GRACE level-2 processing standards document for level-2 product release 0005**. [S.l.]: Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ, 2013. Citado na página 63.

DARBEHESHTI, N. et al. The ANU GRACE visualisation web portal. **Computers and Geosciences**, Elsevier, v. 52, p. 227–233, 2013. ISSN 00983004. Citado na página 62.

DAVIS, J. L. et al. Climate-driven deformation of the solid Earth from GRACE and GPS. **Geophysical Research Letters**, v. 31, n. 24, p. 1–4, 2004. ISSN 00948276. Citado 2 vezes nas páginas 39 e 50.

DAVIS, J. L. et al. Climate-driven deformation of the solid Earth from GRACE and GPS. **Geophysical Research Letters**, v. 31, n. 24, p. 1–4, 2004. ISSN 00948276. Citado na página 120.

DAVIS, J. L. et al. Geodesy by radio interferometry: Effects of atmospheric modeling errors on estimates of baseline length. **Radio Science**, v. 20, n. 6, p. 1593–1607, 1985. ISSN 1944-799X. Citado na página 98.

DAYOUB, N.; EDWARDS, S. J.; MOORE, P. The Gauss–Listing geopotential value  $W_0$  and its rate from altimetric mean sea level and GRACE. **Journal of Geodesy**, v. 86, n. 9, p. 681–694, 2012. ISSN 0949-7714. Citado na página 53.

DE FREITAS, S. **Marés gravimétricas: implicações para a placa sul-americana**. Tese (Doutorado) — PhD. Thesis, IAG/University of São Paulo, 1993. Citado na página 25.

DE FREITAS, S. R. C. SIRGAS-WGIII activities for unifying height systems in Latin America. **Revista Cartográfica**, v. 91, p. 75–91, 2015. Citado 2 vezes nas páginas 20 e 55.

DE FREITAS, S. R. C. Perspectivas de actividades de SIRGAS – GT III en vista del IHRF/IHRF. In: **Simposio SIRGAS**. IGM Ecuador - Quito: [s.n.], 2016. Citado na página 55.

DEMETS, C.; GORDON, R. G.; ARGUS, D. F. Geologically current plate motions. **Geophysical Journal International**, v. 181, n. 1, p. 1–80, 2010. ISSN 0956540X. Citado na página 32.

DEMETS, C. et al. Current plate motions. **Geophysical Journal International**, v. 101, n. 2, p. 425–478, 1990. ISSN 1365246X. Citado na página 32.

DOBSLAW, H. et al. Simulating high-frequency atmosphere-ocean mass variability for dealiasing of satellite gravity observations: Aod1b r105. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 118, n. 7, p. 3704–3711, 2013. ISSN 2169-9291. Citado 2 vezes nas páginas 120 e 125.

DÖLL, P.; KASPAR, F.; LEHNER, B. A global hydrological model for deriving water availability indicators: Model tuning and validation. **Journal of Hydrology**, v. 270, n. 1-2, p. 105–134, 2003. ISSN 00221694. Citado na página 26.

DONG, D. et al. Geocenter variations caused by atmosphere, ocean and surface ground water. **Geophysical Research Letters**, v. 24, n. 15, p. 1867–1870, 1997. ISSN 1944-8007. Citado na página 68.

DONG, D. et al. Anatomy of apparent seasonal variations from GPS-derived site position time series. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 107, n. B4, p. ETG 9–1–ETG 9–16, 2002. ISSN 01480227. Citado na página 69.

DONG, D.; YUNCK, T.; HEFLIN, M. Origin of the International Terrestrial Reference Frame. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 108, n. B4, p. 1–10, 2003. ISSN 01480227. Citado 2 vezes nas páginas 68 e 69.

DOW, J. M.; NEILAN, R. E.; RIZOS, C. The International GNSS Service in a changing landscape of Global Navigation Satellite Systems. **Journal of Geodesy**, v. 83, n. 3-4, p. 191–198, 2009. ISSN 09497714. Citado na página 72.

DREWES, H. Reference Systems, Reference Frames, and the Geodetic Datum - Basic Considerations. **International Association of Geodesy Symposia**, v. 133, p. 3–9, 2009. ISSN 09399585. Citado na página 66.

DREWES, H.; HEIDBACH, O. The 2009 Horizontal Velocity Field for South America and the Caribbean. In: KENYON, S.; PACINO, M. C.; MARTI, U. (Ed.). **Geodesy for Planet Earth**. [S.l.]: Springer Berlin Heidelberg, 2012, (International Association of Geodesy Symposia, v. 136). p. 657–664. ISBN 978-3-642-20337-4. Citado 2 vezes nas páginas 32 e 83.

DREWES, H. et al. Scientific Foundations of the SIRGAS Vertical Reference System. In: DREWES, H. et al. (Ed.). **Vertical Reference Systems: IAG Symposium Cartagena, Colombia, February 20–23, 2001**. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg, 2002. p. 297–301. ISBN 978-3-662-04683-8. Citado na página 55.

DU, Y. et al. Co-seismic deformation derived from GPS observations during April 20th, 2013 Lushan Earthquake, Sichuan, China. **Earthquake Science**, v. 26, n. 3-4, p. 153–160, 2013. ISSN 18678777. Citado na página 82.

DZIEWONSKI, A. M.; ANDERSON, D. L. Preliminary reference Earth model. **Physics of the Earth and Planetary Interiors**, v. 25, n. 4, p. 297–356, 1981. ISSN 00319201. Citado na página 78.

DZURISIN, D. **Volcano Deformation: New Geodetic Monitoring Techniques**. [S.l.]: Springer, 2007. (Geophysical Sciences). ISBN 9783540426424. Citado na página 31.

EDH, A.; UDIGER, H. R. Crustal Deformation in South America from GPS and VLBI. In: NASA. **International VLBI Service for Geodesy and Astrometry 2006 General Meeting Proceedings/Behrend, D., Baver, K.** [S.l.], 2006. p. 356–360. Citado na página 35.

EKMAN, M. Impacts of geodynamic phenomena on systems for height and gravity. **Bulletin Géodésique**, v. 63, n. 3, p. 281–296, 1989. ISSN 0007-4632, 1432-1394. Citado 2 vezes nas páginas 50 e 54.

FARRELL, W. E. Deformation of the Earth by surface loads. **Reviews of Geophysics**, v. 10, n. 3, p. 761, 1972. ISSN 8755-1209. Citado 2 vezes nas páginas 68 e 120.

FEATHERSTONE, W. Attempts to Unify the Australian Height Datum Between the Mainland and Tasmania. In: **Vertical Reference Systems, International Association of Geodesy Symposia**. [S.l.]: Springer Berlin Heidelberg., 2002. Citado na página 41.

FERREIRA, V. et al. Uncertainties of the Gravity Recovery and Climate Experiment time-variable gravity-field solutions based on three-cornered hat method. **Journal of Applied Remote Sensing**, v. 10, n. 1, 2016. ISSN 19313195. Citado 2 vezes nas páginas 63 e 86.

FERREIRA, V. G.; DE FREITAS, S. An attempt to link the brazilian height system to a world height system. **Bol. Ciênc. Geod.**, v. 18, n. 3, p. 363–377, 2012. Citado na página 20.

FIELDING, E. J.; BLOM, R. G.; GOLDSTEIN, R. M. Rapid subsidence over oil fields measured by SAR interferometry. **Geophysical Research Letters**, v. 25, n. 17, p. 3215–3218, 1998. Citado na página 33.

FOROOTAN, E. et al. Comparisons of atmospheric mass variations derived from ECMWF reanalysis and operational fields, over 2003–2011. **Journal of Geodesy**, v. 88, n. 5, p. 503–514, 2014. ISSN 1432-1394. Citado na página 86.

FORSBERG, R.; SIDERIS, M.; SHUM, C. The gravity field and GGOS. **Journal of Geodynamics**, v. 40, n. 4-5, p. 387–393, 2005. Citado na página 20.

FORSYTH, D. W. Fault Plane Solutions and Tectonics of the South Atlantic and Scotia Sea. **Journal of Geophysical Research**, v. 80, n. 11, 1975. Citado na página 36.

FOTOPOULOS, G.; TZIAVOS, I.; SIDERIS, M. On the incorporation of sea surface topography in establishing vertical control. In: C. Jekeli, L. Bastos, & J. F. (Ed.). **Gravity, Geoid and Space Missions, International Association of Geodesy Symposia**. [S.l.]: Springer Berlin Heidelberg, 2005. p. 129, 185–190. Citado na página 42.

FREEDEN, W. Computation of spherical harmonics and approximation by spherical harmonic expansions. In: DEPARTMENT OF GEODETIC SCIENCE AND SURVEYING, THE OHIO STATE UNIVERSITY. [S.l.], 1985. Citado na página 52.

FU, Y.; FREYMUELLER, J. T.; JENSEN, T. Seasonal hydrological loading in southern Alaska observed by GPS and GRACE. **Geophysical Research Letters**, v. 39, n. 15, 2012. ISSN 00948276. Citado 2 vezes nas páginas 26 e 118.

FUCHS, M. J. et al. Observing coseismic gravity change from the Japan Tohoku-Oki 2011 earthquake with GOCE gravity gradiometry. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 118, n. 10, p. 5712–5721, 2013. ISSN 21699356. Citado na página 89.

GARCÍA, F. et al. Combination of Multisatellite Altimetry and Tide Gauge Data for Determining Vertical Crustal Movements along Northern Mediterranean Coast. **Pure and Applied Geophysics**, v. 169, n. 8, p. 1411–1423, 2012. ISSN 00334553. Citado na página 52.

GATTI, A.; REGUZZONI, M.; VENUTI, G. The height datum problem and the role of satellite gravity models. **Journal of Geodesy**, v. 87, n. 1, p. 15–22, 2013. ISSN 09497714. Citado na página 42.

- GEE, D. et al. Monitoring land motion due to natural gas extraction: Validation of the Intermittent SBAS (ISBAS) DInSAR algorithm over gas fields of North Holland, the Netherlands. **Marine and Petroleum Geology**, Elsevier Ltd, v. 77, p. 1338–1354, 2016. ISSN 02648172. Citado na página 33.
- GEMAEL, C. Introdução ao ajustamento de observações: aplicações geodésicas. **Curitiba: Ed. UFPR**, 1994. Citado na página 74.
- GÉRARD, P.; LUZUM, B. IERS Conventions ( 2010 ). **Bureau International Des Poids Et Mesures Sevres (France)**, p. 1–179, 2010. ISSN 1019-4568. Disponível em: <<http://www.iers.org/TN36/>>. Citado 3 vezes nas páginas 27, 72 e 98.
- GERUO, A.; WAHR, J.; ZHONG, S. Computations of the viscoelastic response of a 3-D compressible earth to surface loading: An application to glacial isostatic adjustment in Antarctica and Canada. **Geophysical Journal International**, v. 192, n. 2, p. 557–572, 2013. ISSN 0956540X. Citado 5 vezes nas páginas 9, 11, 87, 107 e 132.
- GHILANI, C. D.; WOLF, P. R. **Adjustment Computations: Spatial Data Analysis**. [S.l.]: Fourth Edition, John Wiley & Sons, Inc., Hoboken, NJ, USA., 2006. ISBN 9783110250008. Citado na página 74.
- GLADKIKH, V.; TENZER, R.; DENYS, P. Crustal Deformation due to Atmospheric Pressure Loading in New Zealand. **Journal of Geodetic Science**, v. 1, n. 3, p. 271–279, 2011. ISSN 2081-9919. Disponível em: <<http://versita.metapress.com/openurl.asp?genre=article&id=doi:10.2478/v10156-011-000>>. Citado na página 31.
- GLOOR, M. et al. Intensification of the Amazon hydrological cycle over the last two decades. **Geophysical Research Letters**, v. 40, n. 9, p. 1729–1733, 2013. ISSN 00948276. Citado na página 39.
- GROMBEIN, T.; SEITZ, K.; HECK, B. Height System Unification Based on the Fixed GBVP Approach. In: RIZOS, C.; WILLIS, P. (Ed.). **IAG 150 Years. International Association of Geodesy Symposia**. [S.l.: s.n.], 2015. Citado na página 81.
- GROTEN, E.; BECKER, M. Methods and experiences of high precision gravimetry as a tool for crustal movement detection. **Journal of Geodynamics**, v. 19, n. 2, p. 141–157, 1995. ISSN 02643707. Citado na página 20.
- GU, Y.; FAN, D.; YOU, W. Comparison of observed and modeled seasonal crustal vertical displacements derived from multi-institution GPS and GRACE solutions. **Geophysical Research Letters**, 2017. ISSN 00948276. Citado na página 120.
- HAI-HUA, L.; MIN, Z.; XU-HUA, Z. Climate-Driven Annual Vertical Deformation of the Solid Earth Calculated From GRACE. **Chinese Journal of Geophysics**, v. 53, n. 3, p. 321–328, 2010. ISSN 2326-0440. Disponível em: <<http://118.145.16.227/geophy/EN/abstract/abstract3079.shtml>>. Citado na página 50.
- HAN, D.; WAHR, J. The viscoelastic relaxation of a realistically stratified earth, and a further analysis of postglacial rebound. **Geophysical Journal International**, v. 120, n. 2, p. 287–311, 1995. ISSN 0956540X. Citado na página 120.
- HAN, J. et al. Time-Variant Adjustment for a Level Network. **Journal of Surveying Engineering**, v. 140, n. 2, p. 04014004, 2014. ISSN 0733-9453. Citado na página 46.

HAN, S. C.; JEKELI, C.; SHUM, C. K. Time-variable aliasing effects of ocean tides, atmosphere, and continental water mass on monthly mean GRACE gravity field. **Journal of Geophysical Research B: Solid Earth**, v. 109, n. 4, 2004. ISSN 01480227. Citado na página 27.

HAN, S. C. et al. Non-isotropic filtering of GRACE temporal gravity for geophysical signal enhancement. **Geophysical Journal International**, v. 163, n. 1, p. 18–25, 2005. ISSN 0956540X. Citado na página 64.

HAO, M. et al. Vertical crustal movement around the southeastern Tibetan Plateau constrained by GPS and GRACE data. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 437, p. 1–8, 2016. ISSN 0012821X. Citado na página 26.

HASE, H. Geodesy, Networks and Reference Systems. In: **Encyclopedia of solid earth geophysics**. [S.l.]: Springer, 2011. p. 323–331. Citado na página 73.

HEATON, T. H. Tidal Triggering of Earthquakes. **Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society**, v. 43, n. 2, p. 307–326, 1975. ISSN 1365246X. Citado na página 25.

HECK, B.; MÄLZER, H. Determination of vertical recent crustal movements by levelling and gravity data. **Tectonophysics**, v. 97, n. 1–4, p. 251–264, 1983. ISSN 0040-1951. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/004019518390152X>>. Citado 2 vezes nas páginas 8 e 44.

HEISKANEN, W.; MORITZ, H. **Physical Geodesy. W.H.** [S.l.]: Freeman & Co., San Francisco and London., 1967. Citado 2 vezes nas páginas 59 e 60.

HEKI, K.; MATSUO, K. Coseismic gravity changes of the 2010 earthquake in central Chile from satellite gravimetry. **Geophysical Research Letters**, v. 37, n. 24, 2010. ISSN 00948276. Citado na página 82.

HERRON, E. M. et al. Post Miocene Tectonics of the Margin of Southern Chile. In: **Island Arcs, Deep Sea Trenches and Back-Arc Basins**. American Geophysical Union, 1977. p. 273–284. ISBN 9781118665756. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1029/ME001p0273>>. Citado na página 37.

HOFMANN-WELLENHOF, B.; MORITZ, H. **Physical geodesy**. [S.l.: s.n.], 2005. 1–405 p. ISSN 00074632. ISBN 3211235841. Citado 2 vezes nas páginas 51 e 67.

HOLDAHL, S. R. Time and Heights. **The Canadian Surveyor**, v. 28, n. 5, p. 709–715, 1974. Citado na página 43.

HUANG, Z. **The Role of Glacial Isostatic Adjustment ( GIA ) Process On the Determination of Present-Day Sea-Level Rise**. [S.l.], 2013. Citado 2 vezes nas páginas 77 e 80.

IBAMA. **Roteiro Metodológico para a Gestão de Área de Proteção Ambiental, APA. Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis**. [S.l.], 2001. Citado na página 40.

IHDE, J. et al. **Report of the ad hoc group on an International Height Reference System (IHRs)**. [S.l.], 2015. Citado na página 81.



- IHDE, J. et al. Definition and Proposed Realization of the International Height Reference System (IHRs). **Surveys in Geophysics**, 2017. ISSN 0169-3298. Disponível em: <<http://link.springer.com/10.1007/s10712-017-9409-3>>. Citado na página 47.
- JAMES, D. **Plate tectonic model for the evolution of the Central Andes**. 1971. 3325–3346 p. Disponível em: <<http://bulletin.geoscienceworld.org/cgi/content/abstract/82/12/3325>>. Citado na página 34.
- JARQUE, C. M.; BERA, A. K. A Test for Normality of Observations and Regression Residuals. **International Statistical Review**, v. 55, n. 2, p. 163–172, 1987. Citado na página 100.
- JEKELI, C. **Alternative methods to smooth the Earth's gravity field**. [S.l.], 1981. Report No., n. 327, 54 p. Citado na página 64.
- JENSEN, L.; RIETBROEK, R.; KUSCHE, J. Land water contribution to sea level from GRACE and Jason-1 measurements. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 118, n. 1, p. 212–226, 2013. ISSN 21699291. Citado na página 86.
- JIN, S.; ZHANG, T. Terrestrial Water Storage Anomalies Associated with Drought in Southwestern USA from GPS Observations. **Surveys in Geophysics**, Springer Netherlands, v. 37, n. 6, p. 1139–1156, 2016. ISSN 15730956. Citado na página 26.
- KALNAY, E. et al. The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 77, n. 3, p. 437–471, 1996. Citado na página 27.
- KANIUTH, K.; HÄFELE, P.; SÁNCHEZ, L. Subsidence of the Permanent GPS Station Bogotá. In: DREWES, H. et al. (Ed.). **Vertical Reference Systems: IAG Symposium Cartagena, Colombia, February 20–23, 2001**. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg, 2002. p. 56–59. ISBN 978-3-662-04683-8. Citado na página 106.
- KELLER, W. **Wavelets in Geodesy and Geodynamics**. Berlin: Walter de Gruyter GmbH & Co. KG, 2004. 289 p. ISBN 3110175460. Citado na página 58.
- KELLOGG, J. N.; OGUJIOFOR, I. J.; KANSAKAR, D. R. Cenozoic tectonics of the Panama and North Andes blocks. **Memorias de Congreso Latinoamericano de Geología**, v. 6, p. 34–49, 1985. Citado na página 35.
- KENDRICK, E. et al. An integrated crustal velocity field for the central Andes. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, v. 2, n. 11, p. n/a–n/a, 2001. ISSN 15252027. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1029/2001GC000191>>. Citado na página 36.
- KHAZARADZE, G.; KLOTZ, J. Short- and long-term effects of GPS measured crustal deformation rates along the south central Andes. **Journal of Geophysical Research**, v. 108, n. B6, p. 1–15, 2003. ISSN 0148-0227. Citado na página 34.
- KIERULF, H. et al. Comparison of GPS analysis strategies for high-accuracy vertical land motion. **Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C**, v. 33, n. 3–4, p. 194–204, 2008. ISSN 14747065. Disponível em: <<http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S1474706507000575>>. Citado na página 30.
- KING, M. et al. Choice of optimal averaging radii for temporal GRACE gravity solutions, a comparison with GPS and satellite altimetry. **Geophysical Journal International**, v. 166, n. 1, p. 1–11, 2006. ISSN 0956540X. Citado na página 50.

KRYNSKI, J.; MARCIN, B. On a lasting role of geodynamics in modern vertical and gravity reference systems. **Reports on Geodesy**, v. 92, n. 1, p. 62–68, 2012. Citado na página 42.

KULESSA, B. et al. Earth tide forcing of glacier drainage. **Geophysical Research Letters**, v. 30, n. 1, 2003. ISSN 0094-8276. Citado na página 25.

KUSCHE, J. Approximate decorrelation and non-isotropic smoothing of time-variable GRACE-type gravity field models. **Journal of Geodesy**, v. 81, n. 11, p. 733–749, feb 2007. ISSN 0949-7714. Citado 3 vezes nas páginas 64, 103 e 120.

KUSCHE, J.; SCHRAMA, E. J. O. Surface mass redistribution inversion from global GPS deformation and Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) gravity data. **Journal of Geophysical Research B: Solid Earth**, v. 110, n. 9, p. 1–13, 2005. ISSN 01480227. Citado na página 120.

LAMBECK, K. **Geophysical Geodesy. The Slow Deformations of the Earth**. [S.l.]: Clarendon (Oxford University Press), New York., 1988. Citado 2 vezes nas páginas 52 e 57.

LAMMLEIN, D. R. Lunar seismicity and tectonics. **Physics of the Earth and Planetary Interiors**, v. 14, n. 3, p. 224 – 273, 1977. ISSN 0031-9201. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0031920177901753>>. Citado na página 25.

LAURIA, E. et al. The Vertical Reference System in the Argentine Republic. In: Drewes, Hermann and Dodson, Alan. and Fortes, Luiz Paulo Souto and Sánchez, Laura and Sandoval, P. (Ed.). **Vertical Reference Systems**. [S.l.: s.n.], 2002. p. 11–15. Citado na página 41.

LI, J.; SHEN, W. GRACE detection of the medium- to far-field coseismic gravity changes caused by the 2004 MW9.3 Sumatra-andaman earthquake. **Earthquake Science**, v. 25, n. 3, p. 235–240, 2012. ISSN 16744519. Citado na página 82.

LIN, Y. N. N. et al. Coseismic and postseismic slip associated with the 2010 Maule Earthquake, Chile: Characterizing the Arauco Peninsula barrier effect. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 118, n. 6, p. 3142–3159, 2013. ISSN 21699356. Citado na página 82.

LORENZ, C. **Applying stochastic constraints on time-variable GRACE data**. 127 p. Tese (Doutorado) — University of Stuttgart, 2009. Citado na página 64.

LORENZ, C. et al. Large-Scale Runoff from Landmasses: A Global Assessment of the Closure of the Hydrological and Atmospheric Water Balances\*. **Journal of Hydrometeorology**, v. 15, n. 6, p. 2111–2139, 2014. ISSN 1525-755X. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/JHM-D-13-0157.1?af=R>>. Citado na página 26.

LUZ, R. T. et al. The Vertical Reference Frame for the Americas — The Sirgas 2000 GPS Campaign —. In: DREWES, H. et al. (Ed.). **Vertical Reference Systems: IAG Symposium Cartagena, Colombia, February 20–23, 2001**. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg, 2002. p. 302–305. ISBN 978-3-662-04683-8. Citado na página 55.

LYARD, F. et al. Modelling the global ocean tides: Modern insights from FES2004. **Ocean Dynamics**, v. 56, n. 5-6, p. 394–415, 2006. ISSN 16167341. Citado na página 28.

MANGIAROTTI, S.; CAZENAVE, A. redistribution and observed by space geodesy. **Journal of Geophysical Research**, v. 106, n. 2000, p. 4277–4291, 2001. Citado na página 120.

MATSUO, K. **Large scale mass transportations on the Earth from satellite gravimetry : Climate changes and earthquakes Koji Matsuo**. Tese (Doutorado) — Hokkaido University, 2013. Citado na página 65.

MATSUSHIMA, T.; TAKAGI, A. GPS and EDM monitoring of Unzen volcano ground deformation. **Earth, Planets and Space**, v. 52, n. 11, p. 1015–1018, 2000. ISSN 13438832. Citado na página 31.

MATURANA, R.; BARRIGA, R. The Vertical Geodetic Network in Chile. In: **Vertical Reference Systems**. [S.l.]: Springer, 2002. p. 23–26. ISBN 3642077013. Citado 2 vezes nas páginas 41 e 83.

MONTECINO, H.; CUEVAS, H.; DE FREITAS, S. A study of the chilean vertical network through global geopotential models and the cnes cls 2011 global mean sea surface. **Bol. Ciênc. Geod.**, v. 20, p. 300–316, 2014. Citado na página 20.

MONTECINO, H.; DE FREITAS, S. Strategies for connecting imbituba and Santana Brazilian datums based on satellite gravimetry and residual terrain model. In: **International Association of Geodesy Symposia**. [S.l.: s.n.], 2014. v. 139. ISBN 9783642372216. ISSN 09399585. Citado na página 20.

MONTECINO, H. et al. Vertical deformation and sea level changes in the coast of Chile by satellite altimetry and tide gauges. **International Journal of Remote Sensing**, Taylor & Francis, v. 38, n. 24, p. 1–15, 2017. ISSN 0143-1161. Citado 6 vezes nas páginas 52, 84, 86, 89, 90 e 92.

MOREIRA, D. M. et al. Comparisons of observed and modeled elastic responses to hydrological loading in the Amazon basin. **Geophysical Research Letters**, v. 43, n. 18, p. 9604–9610, 2016. ISSN 19448007. Citado 2 vezes nas páginas 26 e 39.

MORENO, M. et al. Heterogeneous plate locking in the South–Central Chile subduction zone: Building up the next great earthquake. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 305, n. 3-4, p. 413–424, may 2011. ISSN 0012821X. Citado na página 82.

MUNK, W.; DZIECIUCH, M.; JAYNE, S. Millennial climate variability: Is there a tidal connection? **Journal of Climate**, v. 15, n. 4, p. 370–385, 2002. ISSN 08948755. Citado na página 25.

NAHMANI, S. et al. Hydrological deformation induced by the West African Monsoon: Comparison of GPS, GRACE and loading models. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 117, n. 5, 2012. Citado 2 vezes nas páginas 26 e 120.

NIKOLAIDIS, R. **Observation of geodetic and seismic deformation with the Global Positioning System**. Tese (Doutorado) — Univ. of Calif., San Diego, San Diego., 2002. Citado na página 74.

NORABUENA, E. Space Geodetic Observations of Nazca-South America Convergence Across the Central Andes. **Science**, v. 279, n. 5349, p. 358–362, 1998. ISSN 00368075. Disponível em: <<http://www.sciencemag.org/cgi/doi/10.1126/science.279.5349.358>>. Citado na página 35.

OFFICER, C. B. **Introduction to theoretical geophysics**. Springer-Verlag, 1974. ISBN 9783540064855. Disponível em: <<https://books.google.com.br/books?id=aCrHAAAIAAJ>>. Citado na página 28.

- OTWAY, P. M.; SHERBURN, S. Vertical deformation and shallow seismicity around Lake Taupo, New Zealand, 1985–90. **New Zealand Journal of Geology and Geophysics**, v. 37, n. 2, p. 195–200, 1994. ISSN 0028-8306. Disponível em: <<http://www.tandfonline.com/doi/abs/10.1080/00288306.1994.9514614>>. Citado na página 31.
- OUELLETTE, K. J.; DE LINAGE, C.; FAMIGLIETTI, J. S. Estimating snow water equivalent from GPS vertical site-position observations in the western United States. **Water Resources Research**, v. 49, n. 5, p. 2508–2518, 2013. ISSN 00431397. Citado na página 31.
- PARDO-CASAS, F.; MOLNAR, P. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American Plates since Late Cretaceous time. **Tectonics**, v. 6, n. 3, p. 233–248, 1987. ISSN 19449194. Citado na página 34.
- PAULSON, A.; ZHONG, S.; WAHR, J. Inference of mantle viscosity from GRACE and relative sea level data. **Geophysical Journal International**, v. 171, n. 2, p. 497–508, 2007. Citado na página 107.
- PAVLIS, N. K. et al. The development and evaluation of the Earth Gravitational Model 2008 (EGM2008). **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 117, n. B4, p. n/a—n/a, 2012. ISSN 2156-2202. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1029/2011JB008916>>. Citado na página 48.
- PELAYO, A. M.; WIENS, D. A. Seismotectonics and relative plate motions in the Scotia Sea region. **Journal of Geophysical Research**, v. 94, n. B6, p. 7293, 1989. ISSN 0148-0227. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1029/JB094iB06p07293>>. Citado na página 37.
- PELTIER, W. R. Ice age paleotopography. **Science (New York, N.Y.)**, v. 265, n. 5169, p. 195–201, 1994. ISSN 0036-8075. Citado na página 87.
- PÉREZ, O. J.; JAIMES, M. A.; GARCIACARO, E. Microseismicity evidence for subduction of the Caribbean plate beneath the South American Plate in northwestern Venezuela. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 102, n. B8, p. 17875–17881, 1997. ISSN 2156-2202. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1029/96JB03174>>. Citado na página 35.
- PETROV, L. The International Mass Loading Service. **International Association of Geodesy Symposia**, v. 12, n. May, p. 2006–2007, 2015. Citado na página 125.
- PLAG, H. P.; PEARLMAN, M. **Global geodetic observing system: meeting the requirements of a global society on a changing planet in 2020**. [S.l.]: Springer Science & Business Media, 2009. ISBN 3642026877. Citado na página 41.
- POLLITZ, F. F. et al. Coseismic slip distribution of the February 27, 2010 Mw 8.8 Maule, Chile earthquake. **Geophysical Research Letters**, Wiley Online Library, v. 38, n. 9, 2011. ISSN 1944-8007. Citado na página 82.
- PRESS, W. H. **Numerical recipes: the art of scientific computing**. [S.l.: s.n.], 2007. 1235 p. ISSN 00401706. ISBN 0521431085. Citado na página 102.
- PYTHAROULI, S. I.; STIROS, S. C. Ladon dam ( Greece ) deformation and reservoir level fluctuations : evidence for a causative relationship from the spectral analysis of a geodetic monitoring record. **Engineering Structures**, v. 27, p. 361–370, 2005. Citado na página 30.

RANGELOVA, E. **A Dynamic Geoid Model for Canada**. Tese (Doutorado) — University of Calgary, 2007. Citado na página 32.

RANGELOVA, E.; FOTOPOULOS, G.; SIDERIS, M. G. Implementing a dynamic geoid as a vertical datum for orthometric heights in Canada. In: MERTIKAS, S. P. (Ed.). **Gravity, Geoid and Earth Observation**. Chania, Greece.: [s.n.], 2009. p. 135. Citado 2 vezes nas páginas 49 e 51.

RAST, M.; JOHANNESSEN, J.; MAUSER, W. Review of understanding of earth's hydrological cycle: Observations, theory and modelling. **Surveys in Geophysics**, v. 35, n. 3, p. 491–513, May 2014. ISSN 1573-0956. Disponível em: <<https://doi.org/10.1007/s10712-014-9279-x>>. Citado na página 25.

REBISCHUNG, P. et al. IGS08: The IGS realization of ITRF2008. **GPS Solutions**, v. 16, n. 4, p. 483–494, 2012. Citado na página 99.

REICHLE, R. H. et al. Assessment and enhancement of MERRA land surface hydrology estimates. **Journal of Climate**, v. 24, n. 24, p. 6322–6338, 2011. ISSN 08948755. Citado 3 vezes nas páginas 26, 120 e 125.

RIETBROEK, R. Retrieval of Sea Level and Surface Loading Variations from Geodetic Observations and Model Simulations : an Integrated Approach. **Institut für Geodäsie und Geoinformation der Universität Bonn**, p. 177, 2014. Citado na página 68.

RINEHART, J. S.; LEE, R. F. 6-Year Earth Tide Regulates Geyser Activity. **Science**, v. 177, n. 4046, p. 346–347, 1972. ISSN 00368075. Disponível em: <<http://www.jstor.org/stable/1734353>>. Citado na página 25.

RIVA, R. E. M. et al. Glacial Isostatic Adjustment over Antarctica from combined ICESat and GRACE satellite data. **Earth and Planetary Science Letters**, Elsevier B.V., v. 288, n. 3-4, p. 516–523, 2009. ISSN 0012821X. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2009.10.013>>. Citado na página 32.

RIVAS, L. Consecuencias del terremoto del 27 de febrero de 2010 en la red geodésica nacional y la cartografía. **Memorial del Ejército de Chile, D. comunicacional del ejército**, v. 485, p. 136–149, 2010. Citado na página 82.

RODELL, M. et al. The Global Land Data Assimilation System. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 85, n. 3, p. 381–394, 2004. ISSN 0003-0007. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/BAMS-85-3-381>>. Citado 4 vezes nas páginas 26, 103, 120 e 125.

RUBIO, E. et al. Crustal structure of the southernmost Chilean margin from seismic and gravity data. **Tectonophysics**, v. 323, n. 1-2, p. 39–60, 2000. ISSN 00401951. Citado na página 37.

RUMMEL, R. Geoid and gravity in earth sciences – an overview. **Earth, Moon, and Planets**, v. 94, n. 1, p. 3–11, Apr 2004. ISSN 1573-0794. Disponível em: <<https://doi.org/10.1007/s11038-005-3755-8>>. Citado 2 vezes nas páginas 24 e 48.

RUMMEL, R.; GELDEREN, M. V. Meissl scheme—spectral characteristics of physical geodesy. **Manuscr Geod**, v. 20, n. 5, p. 379–385, 1995. Citado na página 60.

SANCHEZ, L. Definition and Realisation of the SIRGAS Vertical Reference System within a Globally Unified Height System. In: TREGONING, P.; RIZOS, C. (Ed.). **Dynamic Planet: Monitoring and Understanding a Dynamic Planet with Geodetic and Oceanographic Tools IAG Symposium Cairns, Australia 22–26 August, 2005**. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg, 2007. p. 638–645. ISBN 978-3-540-49350-1. Citado na página 55.

SÁNCHEZ, L. Physical height systems in South America. In: **STSE-GOCE+Height System Unification Progress Meeting 2**. Frankfurt am Main, Germany.: [s.n.], 2011. Citado na página 42.

SANCHEZ, L. Towards a vertical datum standardisation under the umbrella of Global Geodetic Observing. v. 2, n. 4, 2012. Citado na página 20.

SANCHEZ, L.; BRUNINI, C. Achievements and Challenges of SIRGAS. In: DREWES, H. (Ed.). **Geodetic Reference Frames: IAG Symposium Munich, Germany, 9-14 October 2006**. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg, 2009. p. 161–166. ISBN 978-3-642-00860-3. Citado 2 vezes nas páginas 20 e 54.

SÁNCHEZ, L.; DREWES, H. Post-seismic crustal deformations after the 2010 earthquakes in Latin America. In: **IUGG 2015**. [S.l.: s.n.], 2015. Citado na página 82.

SÁNCHEZ, L.; DREWES, H. Crustal deformation and surface kinematics after the 2010 earthquakes in Latin America. **Journal of Geodynamics**, p. –, 2016. ISSN 0264-3707. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0264370715300569>>. Citado 4 vezes nas páginas 32, 47, 83 e 89.

SÁNCHEZ, L.; MARTÍNEZ, W. Approach to the New Vertical Reference System for Colombia. In: Drewes, Hermann and Dodson, AlanH. and Fortes, LuizPauloSouto and Sánchez, Laura and Sandoval, P. (Ed.). **Vertical Reference Systems**. [S.l.]: Springer, 2002. Citado na página 41.

SÁNCHEZ, L.; SIDERIS, M. G. Citado na página 46.

SCHAFFRIN, B. Softly unbiased estimation, part 1: The Gauss-Markov model. **Linear Algebra and its Applications**, v. 289, n. 1-3, p. 285–296, 1999. Citado na página 43.

SCHERNECK, H. A parametrized solid earth tide model and ocean tide loading effects for global geodetic baseline measurements. **Geophysical Journal International**, v. 106, n. 3, p. 677–694, 1991. Citado na página 98.

SCHMID, R. et al. Generation of a consistent absolute phase-center correction model for GPS receiver and satellite antennas. **Journal of Geodesy**, v. 81, n. 12, p. 781–798, 2007. ISSN 09497714. Citado na página 85.

SCHMIDT, R. et al. Hydrological signals observed by the grace satellites. **Surveys in Geophysics**, v. 29, n. 4, p. 319–334, Oct 2008. ISSN 1573-0956. Citado na página 61.

SELLA, G. F. et al. Observation of glacial isostatic adjustment in "stable"North America with GPS. **Geophysical Research Letters**, v. 34, n. 2, 2007. ISSN 00948276. Citado na página 32.

SHAHAR, L.; EVEN-TZUR, G. Definition of Dynamic Datum for Deformation Monitoring: Carmel Fault Environs as a Case Study. **Journal of Surveying Engineering**, v. 140, n. 2, p. 4014002, 2014. ISSN 07339453. Citado na página 46.

SHEN, Y. et al. A modified short arc approach for recovering gravity field model. In: **GRACE Science Meeting**. [S.l.: s.n.], 2013. Citado na página 63.

SIRGAS. **SIRGAS: Sistema de Referencia Geocéntrico para las Américas**. 2018. Disponível em: <<http://sirgas.dgfi.tum.de/index.php?id=53>>. Citado 2 vezes nas páginas 70 e 71.

SOTTILI, G. et al. Effects of tidal stresses on volcanic activity at Mount Etna, Italy. **Geophysical Research Letters**, v. 34, n. 1, p. 1–6, 2007. ISSN 00948276. Citado na página 25.

SRH/MMA. **Paraná caderno da região hidrográfica**. Brasília, 2006. 240 p. Citado na página 40.

STERN, C. R. **Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting**. 2004. 1–51 p. Citado na página 35.

SUTISNA, S. Vertical Control Networks in Indonesia. In: **Vertical Reference Systems, International Association of Geodesy Symposia**. [S.l.]: Springer Berlin Heidelberg, 2002. p. 34–37. Citado na página 41.

SWENSON, S.; CHAMBERS, D.; WAHR, J. Estimating geocenter variations from a combination of GRACE and ocean model output. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 113, n. 8, 2008. ISSN 21699356. Citado 3 vezes nas páginas 70, 103 e 120.

SWENSON, S.; WAHR, J. Post-processing removal of correlated errors in GRACE data. **Geophysical Research Letters**, v. 33, n. 8, 2006. ISSN 00948276. Citado 2 vezes nas páginas 63 e 64.

TAN, W. et al. Analysis of systematic differences from GPS-measured and GRACE-modeled deformation in Central Valley, California. **Advances in Space Research**, COSPAR, v. 57, n. 1, p. 19–29, 2016. ISSN 18791948. Citado na página 118.

TANAKA, Y.; HEKI, K. Long- and short-term postseismic gravity changes of megathrust earthquakes from satellite gravimetry. **Geophysical Research Letters**, v. 41, p. 20–25, 2014. ISSN 19448007. Citado na página 82.

TAPLEY, B. et al. GRACE measurements of mass variability in the Earth system. **Science (New York, N.Y.)**, v. 305, n. 5683, p. 503–505, 2004. ISSN 0036-8075. Citado na página 26.

TAPLEY, B. D. et al. The gravity recovery and climate experiment: Mission overview and early results. **Geophysical Research Letters**, v. 31, n. 9, 2004. ISSN 00948276. Citado 3 vezes nas páginas 61, 83 e 84.

TESMER, V. et al. Vertical deformations from homogeneously processed GRACE and global GPS long-term series. **Journal of Geodesy**, v. 85, n. 5, p. 291–310, 2011. Citado na página 124.

TIWARI, V. M.; SRINIVAS, N.; SINGH, B. Hydrological changes and vertical crustal deformation in south India: Inference from GRACE, GPS and absolute gravity data. **Physics of the Earth and Planetary Interiors**, v. 231, p. 74–80, 2014. ISSN 00319201. Citado na página 26.

TORGE, W. Gravimetry for monitoring vertical crustal movements: Potential and problems. **Tectonophysics**, v. 130, n. 1–4, p. 385–393, 1986. ISSN 0040-1951. Citado na página 43.

TORGE, W. **Gravimetry**. [S.l.]: Walter de Gruyter-Berlin-New York, 1989. ISBN 3-11-010702-3. Citado na página 67.

TORGE, W.; MÜLLER, J. **Geodesy**. [S.l.]: Berlin, Boston: De Gruyter., 2012. ISBN 9783110250008. Citado 4 vezes nas páginas 25, 33, 41 e 58.

TREGONING, P. et al. Detecting hydrologic deformation using GRACE and GPS. **Geophysical Research Letters**, v. 36, n. 15, 2009. ISSN 00948276. Citado 3 vezes nas páginas 50, 120 e 124.

TRENKAMP, R.; KELLOGG, J. N.; FREYMUELLER, J. T. Transect of Nazca-South America plate boundary in Ecuador and Colombia: 8 years of CASA GPS results. In: **Eos Trans. AGU**. [S.l.: s.n.], 1996. Citado na página 36.

TUSHINGHAM, A. M.; PELTIER, W. R. Ice-3g: A new global model of late pleistocene deglaciation based upon geophysical predictions of post-glacial relative sea level change. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 96, n. B3, p. 4497–4523, 1991. ISSN 2156-2202. Citado na página 87.

UOTILA, U. **Notes on adjustment computations**. [S.l.]: Department of Geodetic Science and Surveying, Ohio State University, 1986. Citado na página 74.

VAN DAM, T. et al. Topographically induced height errors in predicted atmospheric loading effects. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 115, n. 7, 2010. ISSN 21699356. Citado na página 27.

VAN DAM, T.; BLEWITT, G.; HEFLIN, M. Atmospheric pressure loading effects on Global Positioning System coordinate determinations. **Journal of geophysical research**, v. 99, n. B12, p. 23939–23950, 1994. Citado na página 27.

VAN DAM, T. et al. Nontidal ocean loading: Amplitudes and potential effects in GPS height time series. **Journal of Geodesy**, v. 86, n. 11, p. 1043–1057, 2012. ISSN 09497714. Citado na página 28.

VAN DAM, T.; WAHR, J. Displacements of the Earth's surface due to atmospheric loading: Effects on gravity and baseline measurements. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 92, n. B2, p. 1281–1286, 1987. ISSN 2156-2202. Citado na página 27.

VAN DAM, T.; WAHR, J.; LAVALLÉE, D. A comparison of annual vertical crustal displacements from GPS and Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) over Europe. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 112, n. 3, p. 1–11, 2007. ISSN 21699356. Citado 2 vezes nas páginas 124 e 129.

VAN DAM, T. et al. Crustal displacements due to continental water loading. **Geophysical Research Letters**, v. 28, n. 4, p. 651–654, 2001. ISSN 00948276. Citado na página 25.

VANÍČEK, P.; KRAKIWSKY, E. **Geodesy, the concepts**. [S.l.]: North-Holland Pub. Co., 1986. ISBN 9780444861498. Citado 3 vezes nas páginas 23, 29 e 30.



VELOZO, L. T. **Metodização do Estudo das Fundações para Suporte de Linhas de Transmissão**. 143 p. Tese (Doutorado) — Pontifícia Universidade Católica do Rio de Janeiro, 2010. Citado na página 40.

VIGNY, C. et al. The 2010 Mw 8.8 Maule megathrust earthquake of Central Chile, monitored by GPS. **Science (New York, N.Y.)**, v. 332, n. 6036, p. 1417–1421, 2011. ISSN 0036-8075. Citado na página 85.

WAHR, J.; MOLENAAR, M.; BRYAN, F. Time variability of the earth's gravity field: Hydrological and oceanic effects and their possible detection using grace. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 103, n. B12, p. 30205–30229, 1998. ISSN 2156-2202. Citado 5 vezes nas páginas 61, 63, 64, 79 e 104.

WAHR, J.; SWENSON, S.; VELICOGNA, I. Accuracy of GRACE mass estimates. **Geophysical Research Letters**, v. 33, n. 6, 2006. ISSN 00948276. Citado na página 63.

WAKE, L. M.; LECAVALIER, B. S.; BEVIS, M. Glacial Isostatic Adjustment (GIA) in Greenland: a Review. **Current Climate Change Reports**, Current Climate Change Reports, v. 2, n. 3, p. 101–111, 2016. ISSN 2198-6061. Disponível em: <<http://link.springer.com/10.1007/s40641-016-0040-z>>. Citado na página 32.

WANG, R. Tidal Response of the Solid Earth. In: WILHELM, H. et al. (Ed.). **Tidal Phenomena**. [S.l.]: Springer Berlin Heidelberg, 1985. p. 27–57. Citado na página 25.

WATKINS, M. **JPL Level-2 processing standards document for Level-2 product release 05, GRACE 327-741, Rev. 4.0**. [S.l.], 2012. Citado na página 63.

WEGENER, A. **El origen de Los continentes y océanos**. [S.l.]: Ed. Pirámide, Madrid (trad. española 1983), 1929. Citado na página 31.

WENZEL, H. Tide-generating potential for the earth. In: WILHELM, H. et al. (Ed.). **Tidal Phenomena**. [S.l.]: Springer Berlin Heidelberg, 1997. p. 9—26. Citado na página 25.

WHYMAP. **Groundwater Resources of the World**. 2017. Disponível em: <[https://www.whymap.org/whymap/EN/Maps{\\\\_}Data/Gwrw/Gwrw{\\\\_}statistics/whymap{\\\\_}ed2008{\\\\_}25m{\\\\_}statistics.pdf?{\\\\_}{\\\\_}blo](https://www.whymap.org/whymap/EN/Maps{\\_}Data/Gwrw/Gwrw{\\_}statistics/whymap{\\_}ed2008{\\_}25m{\\_}statistics.pdf?{\\_}{\\_}blo)>. Citado na página 119.

WILLIAMS, S. D. P.; PENNA, N. T. Non-tidal ocean loading effects on geodetic GPS heights. **Geophysical Research Letters**, v. 38, n. 9, 2011. ISSN 00948276. Citado na página 28.

WÖPPELMANN, G.; ZERBINI, S.; MARCOS, M. Tide gauges and Geodesy: a secular synergy illustrated by three present-day case studies. **Comptes Rendus Geoscience**, v. 338, n. 14-15, p. 980–991, 2006. ISSN 16310713. Disponível em: <<http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S163107130600201X>>. Citado na página 49.

XAVIER, L. F.; COSTA, E. F.; OLIVEIRA FILHO, S. F. S. Bacia Do São Francisco: Uma Revisão De Experiências Para O Debate Da Cobrança Pelo Uso Da Água. In: **XLV Congresso da Sociedade Brasileira de Sociologia e Economia Rural**. [S.l.: s.n.], 2007. Citado na página 40.

ZAMUDIO, H. B. Amazonia. Entre la integración regional y la globalización. **Revista Luna Azul**, Universidad de Caldas, n. 20, 2005. Citado na página 39.

ZHANG, T. Y.; JIN, S. G. Estimate of glacial isostatic adjustment uplift rate in the Tibetan Plateau from GRACE and GIA models. **Journal of Geodynamics**, Elsevier Ltd, v. 72, p. 59–66, 2013. ISSN 02643707. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.jog.2013.05.002>>. Citado na página 32.

ZOU, R. et al. Seasonal hydrological loading in southern tibet detected by joint analysis of GPS and GRACE. **Sensors (Switzerland)**, v. 15, n. 12, p. 30525–30538, 2015. ISSN 14248220. Citado na página 26.

ZUMBERGE, J. F. et al. Precise point positioning for the efficient and robust analysis of GPS data from large networks. **Journal of Geophysical Research**, v. 102, n. B3, p. 5005, 1997. Citado na página 98.

## ANEXO A – ANEXOS

## A.1 ESTAÇÕES GPS FINAIS UTILIZADAS NA PESQUISA E PORCENTAGEM DE DADOS NO PERÍODO DE ESTUDO

**TABELA 18 – continuou da página anterior**

<b>Estação</b>	$\varphi[^{\circ}]$	$\lambda[^{\circ}]$	<b>Período</b>	<b>Porcentagem</b>
ABCC	4,66	-74,13	2010,0 - 2015,4	72
ABPD	4,48	-74,10	2010,0 - 2015,4	75
ABPW	4,69	-74,00	2010,0 - 2015,4	73
AGCA	8,32	-73,60	2012,4 - 2015,9	73
ALAR	-9,75	-36,65	2008,3 - 2016,7	89
ALUM	-27,32	-66,60	2008,8 - 2016,1	95
AMCO	-4,87	-65,33	2012,7 - 2016,7	98
ANTC	-37,34	-71,53	2002,2 - 2016,7	93
APSA	-0,06	-51,17	2011,0 - 2016,0	88
ARCA	7,08	-70,76	2008,6 - 2012,3	71
ARCO	-37,21	-73,23	2010,5 - 2016,2	84
AREQ	-16,47	-71,49	2002,2 - 2016,7	94
AREV	-16,47	-71,49	2011,8 - 2016,7	85
ATIC	-16,23	-73,70	2010,7 - 2015,0	91
ATJN	-19,30	-70,14	2005,8 - 2015,0	100
AUTF	-54,84	-68,30	2002,2 - 2016,7	78
AZUL	-36,77	-59,88	2007,7 - 2016,7	97
BABR	-12,15	-45,00	2010,1 - 2016,7	89
BAIR	-11,31	-41,86	2009,0 - 2016,7	93
BATF	-17,56	-39,74	2009,0 - 2016,7	96
BAVC	-14,89	-40,80	2009,5 - 2016,7	94
BAVE	-34,17	-70,77	2010,2 - 2014,0	100
BCAR	-37,76	-58,30	2009,5 - 2016,7	97
BEJ1	7,06	-73,88	2012,9 - 2016,7	72
BELE	-1,41	-48,46	2004,0 - 2016,7	94
BER1	6,49	-74,41	2007,4 - 2016,7	72
BN01	-20,22	-70,15	2011,4 - 2016,7	96
BN02	-23,67	-70,41	2011,0 - 2016,7	93
BN05	-33,04	-71,62	2011,0 - 2016,7	99
BN06	-34,17	-70,74	2011,0 - 2016,7	79

Continua na próxima página

**TABELA 18 – continuou da página anterior**

<b>Estação</b>	$\varphi[^{\circ}]$	$\lambda[^{\circ}]$	<b>Período</b>	<b>Porcentagem</b>
BN07	-35,43	-71,67	2011,0 - 2016,7	97
BN08	-36,83	-73,05	2011,0 - 2016,7	97
BN11	-45,57	-72,07	2011,0 - 2016,7	98
BN12	-53,16	-70,91	2011,0 - 2015,5	99
BN13	-33,44	-70,65	2011,0 - 2016,7	91
BN14	-39,82	-73,23	2011,0 - 2016,7	98
BN15	-18,48	-70,32	2011,1 - 2016,7	98
BN17	-30,60	-71,20	2011,5 - 2016,7	99
BN20	-42,48	-73,77	2013,0 - 2016,7	99
BNGA	7,11	-73,12	2010,3 - 2016,7	67
BOAV	2,85	-60,70	2007,7 - 2016,7	96
BOGA	4,64	-74,08	2002,2 - 2016,7	84
BOGT	4,64	-74,08	2002,4 - 2016,7	96
BOMJ	-13,26	-43,42	2002,8 - 2016,1	95
BRAZ	-15,95	-47,88	2002,2 - 2016,7	94
BRFT	-3,88	-38,43	2005,7 - 2016,7	82
BUE1	-34,57	-58,52	2002,2 - 2011,6	90
BUE2	-34,57	-58,52	2005,8 - 2011,6	83
BUEN	3,88	-77,01	2005,8 - 2015,8	84
CAL3	-12,06	-77,15	2009,5 - 2016,7	84
CALI	3,38	-76,53	2006,1 - 2016,7	71
CATA	-28,47	-65,77	2008,7 - 2016,7	94
CAUQ	-35,97	-72,34	2010,2 - 2016,7	96
CAYN	4,95	-52,31	2005,9 - 2013,8	96
CBAA	-22,75	-68,45	2006,7 - 2015,0	100
CBQC	-36,15	-72,81	2010,4 - 2016,2	76
CBRO	-37,04	-72,40	2010,3 - 2016,3	78
CDLC	-22,19	-69,76	2006,8 - 2015,5	92
CEEU	-3,88	-38,43	2008,3 - 2016,7	90
CEFE	-20,31	-40,32	2007,6 - 2016,7	99
CEFT	-3,71	-38,47	2010,2 - 2016,7	92
CFAG	-31,60	-68,23	2002,2 - 2010,9	90
CGTC	-20,18	-70,07	2009,6 - 2016,0	95
CHAC	-27,42	-58,96	2011,5 - 2016,7	86
CHLT	-49,34	-72,89	2009,4 - 2016,2	66
CHML	-37,36	-70,15	2010,3 - 2015,5	99

Continua na próxima página

**TABELA 18 – continuou da página anterior**

<b>Estação</b>	$\varphi[^{\circ}]$	$\lambda[^{\circ}]$	<b>Período</b>	<b>Porcentagem</b>
CHMZ	-19,67	-69,19	2007,5 - 2014,5	86
CHPI	-22,69	-44,99	2003,3 - 2016,7	90
CHRA	-16,52	-72,93	2011,1 - 2015,0	76
CJNT	-23,03	-67,76	2005,8 - 2016,0	86
CLL1	-36,60	-72,08	2010,2 - 2016,2	91
CLLA	-20,95	-69,36	2008,6 - 2015,0	91
CMPN	-29,03	-70,69	2010,0 - 2016,1	98
CN37	10,79	-75,26	2012,6 - 2016,7	95
CN38	12,22	-71,99	2012,7 - 2016,6	99
COCA	-27,47	-58,83	2012,3 - 2016,7	56
COLO	-22,17	-67,80	2010,3 - 2015,9	100
CONS	-35,33	-72,41	2007,9 - 2014,6	84
CONT	-36,84	-73,03	2006,0 - 2014,7	96
CONZ	-36,84	-73,03	2002,4 - 2015,3	76
COPO	-27,39	-70,34	2002,2 - 2015,6	87
COYQ	-45,51	-71,89	2002,2 - 2016,7	67
CRA1	-7,24	-39,42	2004,0 - 2016,7	78
CRBR	-17,00	-71,79	2008,0 - 2014,3	93
CRCS	10,50	-66,91	2009,8 - 2014,6	63
CRRL	-36,15	-68,35	2010,2 - 2014,0	100
CRSC	-20,92	-70,08	2005,9 - 2015,0	99
CRUZ	-7,61	-72,67	2012,5 - 2016,7	99
CSLO	-31,79	-69,30	2009,5 - 2016,7	97
CTLR	-21,96	-70,10	2008,0 - 2012,4	99
CUCU	7,90	-72,49	2004,1 - 2016,1	78
CUIB	-15,56	-56,07	2002,2 - 2016,7	96
DINO	-30,16	-67,84	2012,7 - 2016,7	96
EBYP	-27,37	-55,89	2009,0 - 2016,7	86
EESC	-22,01	-47,90	2012,1 - 2016,7	97
EPSF	-31,64	-60,67	2012,2 - 2016,7	80
ESQU	-42,92	-71,32	2008,7 - 2016,7	91
FLOR	1,62	-75,61	2006,8 - 2014,1	75
FORT	-3,88	-38,43	2002,2 - 2006,3	83
FQNE	5,47	-73,74	2007,7 - 2015,8	55
GLRV	-14,67	-74,40	2010,8 - 2014,8	76
GOJA	-17,88	-51,73	2008,3 - 2016,7	93

Continua na próxima página

**TABELA 18 – continuou da página anterior**

<b>Estação</b>	$\varphi[^{\circ}]$	$\lambda[^{\circ}]$	<b>Período</b>	<b>Porcentagem</b>
GOLG	-24,69	-65,76	2009,8 - 2015,2	100
GUAY	-31,87	-59,03	2010,7 - 2016,7	75
GVAL	-18,86	-41,96	2004,5 - 2014,3	92
HLNE	-35,01	-71,75	2010,2 - 2016,2	81
IBAG	4,43	-75,22	2012,5 - 2016,7	80
IGM1	-34,57	-58,44	2003,5 - 2016,7	96
ILHA	-20,43	-51,34	2008,7 - 2016,7	91
ILOC	-34,95	-72,18	2010,2 - 2014,6	82
IMBT	-28,24	-48,66	2007,7 - 2016,7	93
IMPZ	-5,49	-47,50	2002,2 - 2016,7	82
IQQE	-20,27	-70,13	2002,2 - 2016,7	74
IQUI	-3,77	-73,27	2009,5 - 2016,7	81
JBAL	-27,58	-65,62	2009,1 - 2016,7	90
JRGN	-23,29	-70,58	2005,8 - 2015,5	95
KOUG	5,10	-52,64	2011,2 - 2016,7	85
KOUR	5,25	-52,81	2002,2 - 2016,7	91
LAJA	-37,39	-71,38	2010,0 - 2016,3	94
LBHT	-19,87	-43,96	2013,3 - 2016,7	56
LBO_	4,64	-74,08	2007,5 - 2016,7	56
LCEN	-25,33	-68,60	2010,9 - 2015,3	100
LDOL	-23,82	-63,97	2010,5 - 2015,1	97
LHCL	-38,00	-65,60	2002,4 - 2016,7	70
LLFN	-39,33	-71,79	2010,0 - 2016,2	90
LMHS	-37,02	-70,75	2010,3 - 2013,9	98
LNDS	-32,84	-70,58	2010,0 - 2016,2	83
LNQM	-38,46	-71,36	2010,0 - 2016,2	87
LPGS	-34,91	-57,93	2002,2 - 2015,6	85
LPMO	-12,59	-69,19	2008,1 - 2016,7	45
LSCH	-29,91	-71,25	2006,9 - 2010,9	83
LSTA	-29,71	-53,72	2008,5 - 2016,7	56
LYAR	-18,13	-70,57	2008,0 - 2015,0	89
MA00	10,67	-71,62	2002,2 - 2014,8	85
MA01	-38,95	-68,06	2009,6 - 2016,7	67
MA02	-34,61	-58,39	2010,2 - 2016,1	89
MABA	-5,36	-49,12	2007,7 - 2016,7	83
MABS	-7,53	-46,04	2010,2 - 2016,7	72

Continua na próxima página

**TABELA 18 – continuou da página anterior**

<b>Estação</b>	$\varphi[^{\circ}]$	$\lambda[^{\circ}]$	<b>Período</b>	<b>Porcentagem</b>
MAPA	0,05	-51,10	2006,0 - 2016,7	94
MAUL	-35,81	-70,82	2007,2 - 2014,7	79
MCL1	-22,75	-70,25	2007,0 - 2013,8	72
MCLA	-16,72	-43,88	2004,5 - 2016,5	71
MEDE	6,20	-75,58	2005,9 - 2016,7	66
MELP	-33,68	-71,15	2010,5 - 2015,8	86
MGBH	-19,94	-43,93	2009,0 - 2016,7	98
MGIN	-22,32	-46,33	2008,0 - 2016,7	96
MGMC	-16,72	-43,86	2008,3 - 2016,7	94
MGRP	-19,21	-46,13	2010,2 - 2016,7	98
MGUB	-18,92	-48,26	2008,0 - 2016,7	98
MGUE	-35,78	-69,40	2012,6 - 2016,7	98
MGVA	-21,54	-45,44	2010,3 - 2013,8	97
MHIN	-39,43	-73,22	2010,2 - 2016,3	95
MPL2	-38,01	-57,57	2009,9 - 2016,7	79
MSCG	-20,44	-54,54	2008,0 - 2016,7	84
MTBA	-15,89	-52,27	2008,7 - 2016,7	88
MTCN	-13,56	-52,27	2011,2 - 2016,7	90
MTCO	-10,80	-55,46	2009,5 - 2016,7	97
MTSF	-11,62	-50,66	2008,3 - 2016,7	94
MTSR	-12,55	-55,73	2011,1 - 2016,7	93
MTVB	-15,01	-59,95	2011,1 - 2016,0	77
MZAC	-32,90	-68,88	2004,4 - 2016,7	91
MZAE	-33,26	-68,15	2007,5 - 2016,7	86
MZAS	-34,62	-68,34	2007,0 - 2010,8	99
MZAU	-33,74	-69,12	2011,7 - 2016,7	74
NAUS	-3,02	-60,06	2006,0 - 2016,7	93
NEIA	-25,02	-47,93	2010,5 - 2016,7	91
NESA	-40,11	-64,45	2010,0 - 2016,7	93
NEV1	2,94	-75,29	2005,9 - 2009,5	91
NGAQ	-26,69	-60,73	2010,2 - 2013,0	98
NIEB	-39,87	-73,40	2010,0 - 2016,1	93
NIHU	-36,40	-72,40	2010,2 - 2016,7	95
NRVL	-35,54	-72,10	2010,2 - 2016,2	76
NZCA	-14,86	-74,96	2010,8 - 2015,0	81
ONRJ	-22,90	-43,22	2007,2 - 2016,7	98

Continua na próxima página

**TABELA 18 – continuou da página anterior**

<b>Estação</b>	$\varphi[^\circ]$	$\lambda[^\circ]$	<b>Período</b>	<b>Porcentagem</b>
OSOR	-40,60	-73,10	2010,4 - 2015,8	86
OURI	-22,95	-49,90	2007,0 - 2016,7	89
OVLL	-30,60	-71,20	2007,3 - 2010,9	81
PAAT	-3,20	-52,18	2010,2 - 2016,7	93
PAIT	-4,29	-56,04	2010,3 - 2016,7	85
PAM2	7,38	-72,65	2012,8 - 2016,7	78
PARA	-25,45	-49,23	2002,2 - 2007,3	94
PBCG	-7,21	-35,91	2008,3 - 2016,7	97
PCCL	-18,46	-70,11	2005,8 - 2015,0	92
PCLM	-34,39	-72,00	2010,2 - 2016,7	95
PEJ1	-35,81	-61,90	2010,7 - 2016,7	91
PELL	-35,83	-72,61	2010,2 - 2014,7	83
PEPE	-9,38	-40,51	2008,0 - 2016,7	97
PER2	4,79	-75,69	2006,0 - 2016,7	65
PISR	-9,03	-42,70	2009,5 - 2016,7	94
PITN	-5,10	-42,79	2011,0 - 2016,7	99
PMB1	5,83	-55,15	2006,0 - 2016,7	91
PMO1	-41,47	-72,94	2010,5 - 2015,5	87
PMQE	-34,55	-71,63	2010,2 - 2013,2	90
POAL	-30,07	-51,12	2002,2 - 2016,7	91
POLI	-23,56	-46,73	2007,1 - 2016,7	95
POPA	2,44	-76,60	2006,5 - 2016,3	67
POVE	-8,71	-63,90	2006,0 - 2016,7	91
PPTE	-22,12	-51,41	2005,9 - 2016,7	97
PRGU	-25,38	-51,49	2009,5 - 2016,7	98
PRNA	-31,78	-60,47	2011,5 - 2016,7	77
PSTO	1,21	-77,28	2005,9 - 2016,7	72
PTCL	-17,70	-71,37	2008,0 - 2015,0	78
PTRE	-18,19	-69,57	2005,8 - 2016,0	93
QUI2	-0,22	-78,49	2005,8 - 2010,3	84
RANC	-36,55	-71,57	2010,2 - 2016,2	63
RECF	-8,05	-34,95	2002,2 - 2016,7	84
RGAO	-34,25	-69,38	2010,2 - 2015,5	100
RIO2	-53,79	-67,75	2007,3 - 2015,7	92
RIO4	-33,13	-64,35	2013,5 - 2016,3	72
RIOB	-9,97	-67,80	2007,7 - 2016,7	92

Continua na próxima página



**TABELA 18 – continuou da página anterior**

<b>Estação</b>	$\varphi[^{\circ}]$	$\lambda[^{\circ}]$	<b>Período</b>	<b>Porcentagem</b>
RIOD	-22,82	-43,31	2002,5 - 2016,7	88
RIOG	-53,79	-67,75	2002,2 - 2007,2	96
RIOP	-1,65	-78,65	2007,3 - 2016,7	86
RJCG	-21,77	-41,33	2008,3 - 2016,7	97
RMLS	-39,72	-70,69	2010,2 - 2013,8	84
RNMO	-5,20	-37,33	2009,0 - 2016,7	98
RNNA	-5,84	-35,21	2009,0 - 2016,7	99
ROCD	-13,12	-60,54	2010,3 - 2016,7	100
ROGM	-10,78	-65,33	2008,0 - 2016,7	92
ROJI	-10,86	-61,96	2008,3 - 2016,7	99
ROSA	-22,52	-52,95	2007,0 - 2016,7	90
RWSN	-43,30	-65,11	2002,2 - 2016,7	71
S031	-34,57	-58,52	2002,2 - 2008,4	100
S061	-0,22	-78,49	2002,2 - 2008,5	100
SAGA	-0,14	-67,06	2007,7 - 2016,7	99
SALC	-24,21	-66,32	2010,4 - 2015,2	100
SALU	-2,59	-44,21	2007,7 - 2016,7	89
SALV	-13,01	-38,51	2002,2 - 2008,6	83
SANP	-33,87	-71,48	2010,4 - 2016,3	95
SANT	-33,15	-70,67	2002,2 - 2016,7	83
SAVO	-12,94	-38,43	2007,7 - 2016,7	93
SBAL	-30,31	-61,23	2010,8 - 2016,7	95
SCCH	-27,14	-52,60	2008,3 - 2016,7	96
SCLA	-27,79	-50,30	2008,3 - 2016,7	99
SCR1	-17,80	-63,16	2009,8 - 2016,7	83
SINC	9,32	-75,39	2012,9 - 2016,7	78
SJRP	-20,79	-49,36	2007,0 - 2016,7	93
SJUA	-15,36	-75,19	2011,1 - 2015,0	90
SL01	-33,16	-66,31	2009,7 - 2016,7	92
SMAR	-29,72	-53,72	2004,0 - 2016,7	98
SPAR	-21,19	-50,44	2010,0 - 2016,7	95
SPBO	-22,85	-48,43	2012,0 - 2016,7	93
SPCA	-22,82	-47,06	2010,3 - 2015,1	88
SPJA	-21,24	-48,29	2012,0 - 2016,6	85
SRGD	-22,87	-69,35	2007,0 - 2015,0	98
SRNW	5,95	-56,99	2006,0 - 2015,7	89

Continua na próxima página

**TABELA 18 – continuou da página anterior**

<b>Estação</b>	$\varphi[^{\circ}]$	$\lambda[^{\circ}]$	<b>Período</b>	<b>Porcentagem</b>
SRSA	-24,45	-65,95	2010,2 - 2015,2	100
SRZN	5,46	-55,20	2006,1 - 2016,7	79
SSA1	-12,98	-38,52	2007,7 - 2016,7	97
SUAR	-37,46	-61,93	2012,4 - 2016,7	96
SVIC	-26,99	-54,49	2008,9 - 2016,7	84
TERO	-27,79	-64,26	2008,4 - 2016,7	95
TIL2	-23,58	-65,40	2013,0 - 2016,7	98
TMCO	-38,77	-72,61	2010,4 - 2015,8	94
TOGU	-11,75	-49,05	2008,3 - 2016,7	93
TOLO	-30,17	-70,81	2007,3 - 2010,9	82
TOPL	-10,17	-48,33	2008,0 - 2016,7	96
TQPL	-17,30	-70,64	2009,7 - 2015,0	84
TRGN	-38,24	-72,67	2010,3 - 2016,3	68
TRNC	-26,23	-65,28	2013,1 - 2016,7	98
TRTA	-17,48	-70,04	2009,3 - 2015,0	87
TUCU	-26,84	-65,23	2002,2 - 2016,7	81
TUNA	5,53	-73,36	2005,8 - 2016,7	83
UBA1	-23,50	-45,12	2010,3 - 2016,7	81
UBER	-18,89	-48,32	2004,5 - 2013,8	94
UCNF	-23,68	-70,41	2008,0 - 2016,5	88
UCOR	-31,44	-64,19	2004,3 - 2016,7	72
UDEC	-37,47	-72,35	2010,0 - 2016,7	98
UEPP	-22,12	-51,41	2002,2 - 2005,9	93
UFPR	-25,45	-49,23	2007,7 - 2016,7	99
UNPA	-51,65	-69,21	2010,6 - 2016,7	87
UNRO	-32,96	-60,63	2007,4 - 2016,7	97
UNSA	-24,73	-65,41	2002,2 - 2015,9	90
UNSJ	-31,54	-68,58	2007,3 - 2016,7	93
URUS	-17,95	-67,11	2010,1 - 2016,7	87
UTAR	-18,49	-70,30	2009,9 - 2016,7	94
UTUR	-22,24	-67,21	2010,3 - 2015,9	100
UYLP	-34,66	-54,14	2012,7 - 2016,7	70
UYPA	-32,29	-58,07	2010,7 - 2016,7	75
UYRO	-34,00	-53,56	2009,0 - 2016,6	60
UYSO	-33,26	-58,01	2011,1 - 2016,7	78
VAL2	10,47	-73,25	2006,0 - 2014,9	78

Continua na próxima página

**TABELA 18 – continuou da página anterior**

<b>Estação</b>	$\varphi[^{\circ}]$	$\lambda[^{\circ}]$	<b>Período</b>	<b>Porcentagem</b>
VALP	-33,03	-71,63	2008,8 - 2015,6	88
VARG	-21,54	-45,44	2005,1 - 2010,5	79
VBCA	-38,70	-62,27	2002,2 - 2016,7	90
VICO	-20,76	-42,87	2004,0 - 2016,7	94
VIVI	4,08	-73,58	2005,8 - 2016,7	69
VLZL	-23,12	-69,97	2006,7 - 2015,0	90
VMAG	9,29	-74,85	2012,3 - 2016,7	84
YCBA	-22,02	-63,68	2011,4 - 2016,7	91
ZAPA	-32,55	-71,47	2010,2 - 2014,7	76
ZARZ	4,40	-76,07	2012,9 - 2016,7	77

## A.2 ESTIMATIVA DA AMPLITUDE E FASE E DESVIO PADRÃO PARA A FREQUÊNCIA MAIS PRÓXIMA A UM CICLO POR ANO NAS SÉRIES TEMPORAIS GPS

**TABELA 19 – continuou da página anterior**

<b>Estação</b>	<b>Frequência [cpy]</b>	<b>Amplitude [mm]</b>	<b>Desvio padrão Amplitude [mm]</b>	<b>Fase [graus]</b>	<b>Desvio padrão Fase [graus]</b>
ABCC	1,016	4,8	0,3	-110,2	2,8
ABPD	1,016	6,2	0,2	-79,0	2,0
ABPW	1,016	6,2	0,3	-97,6	2,4
AGCA	0,995	6,9	0,4	23,6	3,5
ALAR	1,006	1,9	0,2	-76,5	5,5
ALUM	0,997	1,7	0,2	158,6	5,0
AMCO	0,999	13,6	0,3	-15,0	1,2
ANTC	1,000	9,2	0,2	5,7	1,0
APSA	0,998	9,3	0,3	13,0	1,7
ARCA	1,005	7,4	0,3	-60,7	2,6
ARCO	0,995	6,9	0,2	168,6	1,8
AREQ	1,000	3,0	0,1	157,3	1,9
AREV	0,979	2,8	0,2	41,7	3,9
ATIC	0,999	1,3	0,2	-22,2	9,9
ATJN	1,007	2,9	0,1	-61,8	2,1
AUTF	1,000	3,2	0,2	-49,1	3,1
AZUL	0,996	3,3	0,2	35,0	2,8

Continua na próxima página

**TABELA 19 – continuou da página anterior**

<b>Estação</b>	<b>Frequência [cpy]</b>	<b>Amplitude [mm]</b>	<b>Desvio padrão Amplitude [mm]</b>	<b>Fase [graus]</b>	<b>Desvio padrão Fase [graus]</b>
BABR	0,990	6,1	0,3	75,1	2,5
BAIR	1,007	3,4	0,2	-134,3	2,8
BATF	1,007	3,0	0,4	-81,8	7,9
BAVC	1,003	3,0	0,2	166,8	3,7
BAVE	0,975	4,1	0,2	40,5	3,2
BCAR	1,012	3,3	0,2	-111,0	3,3
BEJ1	0,995	5,3	0,4	80,5	4,1
BELE	1,004	7,9	0,2	17,2	1,4
BER1	0,991	4,0	0,3	131,2	4,9
BN01	0,992	3,1	0,2	21,0	3,0
BN02	1,012	1,6	0,2	97,8	6,0
BN05	1,009	4,4	0,2	177,9	2,3
BN06	1,009	3,8	0,2	71,5	3,5
BN07	1,009	5,3	0,2	174,9	1,8
BN08	1,009	5,1	0,2	160,5	2,0
BN11	1,009	3,9	0,3	161,4	4,0
BN12	1,000	4,9	0,3	-103,1	3,9
BN13	1,009	3,9	0,2	137,5	2,7
BN14	1,009	5,5	0,2	142,7	1,8
BN15	1,022	3,2	0,2	-156,9	3,2
BN17	1,006	2,4	0,2	16,1	4,1
BN20	0,966	3,4	0,2	1,4	3,9
BNGA	1,012	4,6	0,3	124,6	4,2
BOAV	0,997	10,6	0,3	-68,4	1,4
BOGA	1,000	5,8	0,3	53,9	3,1
BOGT	0,996	6,3	0,2	-170,7	1,9
BOMJ	1,000	6,2	0,2	-126,5	1,6
BRAZ	1,000	9,5	0,1	167,6	0,8
BRFT	1,001	1,2	0,2	-163,4	8,3
BUE1	0,989	4,4	0,2	100,7	2,3
BUE2	0,999	3,5	0,2	99,5	3,8
BUEN	0,996	4,6	0,2	-137,6	2,8
CAL3	1,008	2,6	0,2	136,4	4,1
CALI	1,011	3,5	0,2	64,7	3,1
CATA	1,003	4,3	0,2	158,6	2,7

Continua na próxima página

**TABELA 19 – continuou da página anterior**

<b>Estação</b>	<b>Frequência [cpy]</b>	<b>Amplitude [mm]</b>	<b>Desvio padrão Amplitude [mm]</b>	<b>Fase [graus]</b>	<b>Desvio padrão Fase [graus]</b>
CAUQ	1,006	6,5	0,2	-53,7	1,5
CAYN	0,984	6,3	0,3	13,1	2,8
CBAA	0,999	3,4	0,1	-54,9	1,7
CBQC	1,017	2,4	0,2	164,2	5,0
CBRO	1,013	5,5	0,2	-7,7	2,2
CDLC	1,006	2,2	0,1	70,7	3,0
CEEU	1,010	1,3	0,2	19,5	7,5
CEFE	1,012	4,0	0,2	163,9	2,6
CEFT	1,005	2,0	0,2	178,2	5,6
CFAG	1,000	2,6	0,1	22,4	2,8
CGTC	0,983	2,3	0,1	-82,3	3,2
CHAC	1,003	5,4	0,3	-7,1	2,8
CHLT	0,999	6,8	0,6	22,9	4,9
CHML	0,996	6,1	0,3	100,6	2,6
CHMZ	1,008	3,8	0,1	-79,3	1,7
CHPI	0,992	4,8	0,2	-61,7	2,1
CHRA	1,017	1,4	0,3	148,8	12,3
CJNT	1,008	3,2	0,1	-84,7	1,9
CLL1	0,994	1,8	0,2	-42,2	5,6
CLLA	1,013	2,1	0,1	-119,0	4,1
CMPN	0,982	1,3	0,1	-66,6	5,9
CN37	0,996	7,6	0,4	-58,8	2,9
CN38	1,009	2,2	0,3	27,3	6,6
COCA	1,020	7,1	0,4	-178,8	3,2
COLO	0,979	5,5	0,2	27,0	2,0
CONS	1,017	4,1	0,2	-170,5	2,3
CONT	1,003	5,2	0,1	-129,4	1,5
CONZ	1,009	5,0	0,1	85,1	1,6
COPO	1,008	1,0	0,1	-74,3	7,5
COYQ	1,000	5,5	0,2	-56,9	1,5
CRA1	1,004	5,7	0,2	-14,6	2,3
CRBR	0,991	3,8	0,2	-149,4	2,3
CRCS	0,995	3,7	0,4	7,3	6,0
CRRL	0,979	4,5	0,2	-3,5	2,7
CRSC	1,012	3,1	0,1	-36,6	1,8

Continua na próxima página

**TABELA 19 – continuou da página anterior**

<b>Estação</b>	Frequência [cpy]	Amplitude [mm]	Desvio padrão Amplitude [mm]	Fase [graus]	Desvio padrão Fase [graus]
CRUZ	1,013	5,3	0,2	168,7	2,6
CSLO	1,001	2,4	0,2	-128,8	3,9
CTLR	1,023	2,5	0,1	39,8	3,5
CUCU	1,002	3,2	0,3	-21,1	4,8
CUIB	1,000	9,6	0,1	162,6	0,8
DINO	1,010	1,8	0,2	139,7	6,4
EBYP	1,007	4,9	0,2	149,7	2,6
EESC	0,984	7,3	0,3	-4,4	2,1
EPSF	0,998	6,0	0,3	6,0	3,1
ESQU	1,004	5,1	0,2	173,8	2,5
FLOR	0,995	4,9	0,2	-51,2	2,5
FORT	0,983	2,2	0,4	-44,5	11,0
FQNE	0,986	5,0	0,2	130,3	2,5
GLRV	0,984	2,6	0,2	10,2	5,2
GOJA	1,007	7,2	0,2	17,4	1,6
GOLG	0,987	4,7	0,2	-135,1	2,7
GUAY	1,002	6,2	0,3	-28,4	2,5
GVAL	0,998	5,7	0,2	-26,8	2,4
HLNE	0,998	4,1	0,2	-159,7	3,2
IBAG	1,012	2,3	0,3	0,9	7,1
IGM1	1,007	4,8	0,2	-177,8	2,0
ILHA	0,995	8,4	0,3	-126,4	1,9
ILOC	1,009	4,9	0,3	-38,5	3,1
IMBT	0,997	3,4	0,2	-65,6	3,3
IMPZ	1,001	10,4	0,2	-129,7	0,9
IQQE	1,000	3,2	0,1	71,6	2,2
IQUI	1,008	13,6	0,3	174,1	1,2
JBAL	1,013	5,3	0,2	19,9	2,0
JRGN	0,989	1,3	0,1	46,9	5,7
KOUG	0,993	6,5	0,3	-51,8	2,4
KOUR	1,000	6,5	0,2	76,6	1,5
LAJA	0,999	10,8	0,2	53,8	1,2
LBHT	1,031	5,3	0,5	70,2	4,8
LBO_	1,008	8,6	0,5	-128,4	3,4
LCEN	1,013	4,3	0,2	179,4	2,5

Continua na próxima página

**TABELA 19 – continuou da página anterior**

<b>Estação</b>	<b>Frequência [cpy]</b>	<b>Amplitude [mm]</b>	<b>Desvio padrão Amplitude [mm]</b>	<b>Fase [graus]</b>	<b>Desvio padrão Fase [graus]</b>
LDOL	1,017	4,8	0,2	-50,9	2,5
LHCL	0,994	4,3	0,2	40,9	2,1
LLFN	1,007	1,4	0,2	-165,5	9,5
LMHS	0,969	6,7	0,3	14,3	2,4
LNDS	1,002	5,2	0,2	64,5	2,8
LNQM	1,002	7,3	0,2	93,0	2,0
LPGS	1,005	3,9	0,2	9,1	2,6
LPMO	1,016	8,0	0,5	141,6	3,4
LSCH	1,002	0,5	0,2	-112,1	22,2
LSTA	1,005	3,6	0,3	51,3	4,8
LYAR	1,004	3,0	0,2	-29,8	3,1
MA00	0,995	3,4	0,3	-106,7	4,2
MA01	1,016	4,3	0,2	-99,6	3,0
MA02	1,009	4,2	0,3	-67,1	3,5
MABA	0,997	14,5	0,2	-45,1	1,0
MABS	0,996	7,5	0,4	-115,4	3,2
MAPA	1,008	8,3	0,2	-63,3	1,4
MAUL	1,001	8,7	0,3	31,9	1,9
MCL1	0,988	2,0	0,1	50,8	3,6
MCLA	0,997	6,5	0,3	54,9	2,4
MEDE	0,991	6,7	0,2	-123,7	1,8
MELP	0,989	3,5	0,2	114,0	3,3
MGBH	1,007	5,8	0,2	154,0	2,2
MGIN	1,007	5,8	0,2	-76,1	2,0
MGMC	1,007	4,9	0,2	138,3	2,3
MGRP	0,996	7,5	0,2	17,0	1,5
MGUB	1,008	8,4	0,2	-95,0	1,4
MGUE	0,976	5,4	0,3	143,3	2,8
MGVA	0,985	7,3	0,3	170,6	2,4
MHIN	0,988	5,5	0,2	-123,3	1,9
MPL2	0,986	3,3	0,3	172,0	4,3
MSCG	1,006	6,3	0,2	-156,7	1,9
MTBA	0,996	9,8	0,2	131,7	1,4
MTCN	1,005	8,8	0,3	77,7	1,6
MTCO	1,004	12,9	0,2	-61,2	1,0

Continua na próxima página

**TABELA 19 – continuou da página anterior**

<b>Estação</b>	<b>Frequência [cpy]</b>	<b>Amplitude [mm]</b>	<b>Desvio padrão Amplitude [mm]</b>	<b>Fase [graus]</b>	<b>Desvio padrão Fase [graus]</b>
MTSF	1,006	13,1	0,2	51,7	0,9
MTSR	0,979	12,8	0,3	45,1	1,2
MTVB	1,023	10,8	0,3	-180,0	1,7
MZAC	0,999	0,7	0,1	177,6	12,1
MZAE	1,000	4,7	0,2	135,1	2,2
MZAS	0,995	4,2	0,3	123,0	4,1
MZAU	1,002	3,8	0,3	102,1	4,4
NAUS	1,005	29,9	0,2	-90,7	0,5
NEIA	1,010	3,6	0,2	176,9	3,8
NESA	1,002	3,5	0,2	-123,5	3,2
NEV1	0,968	2,9	0,3	-128,1	5,3
NGAQ	0,991	5,4	0,3	44,1	2,9
NIEB	0,983	6,3	0,2	-167,1	1,7
NIHU	1,006	5,9	0,2	-65,8	1,7
NRVL	0,996	6,1	0,3	-17,4	2,5
NZCA	1,004	0,9	0,3	27,4	16,8
ONRJ	1,005	4,0	0,2	-162,1	2,7
OSOR	0,982	5,8	0,2	-101,4	2,2
OURI	1,002	4,9	0,2	-30,0	2,2
OVLL	0,986	0,7	0,3	98,6	19,4
PAAT	0,996	13,5	0,3	-25,4	1,3
PAIT	1,010	14,9	0,4	-66,7	1,5
PAM2	0,968	7,8	0,3	6,8	2,2
PARA	1,020	3,1	0,2	154,5	4,1
PBCG	1,006	3,4	0,2	-32,7	3,7
PCCL	1,005	2,4	0,1	69,6	2,9
PCLM	1,007	4,2	0,2	141,3	2,6
PEJ1	1,005	4,8	0,2	-130,3	2,7
PELL	1,001	3,8	0,3	-79,1	3,8
PEPE	1,006	3,3	0,2	-141,2	2,9
PER2	1,006	4,1	0,2	-33,4	3,0
PISR	1,003	4,0	0,2	80,6	3,2
PITN	1,009	5,9	0,2	-94,0	2,1
PMB1	1,005	6,4	0,2	-126,3	1,8
PMO1	0,997	7,2	0,2	-118,7	1,7

Continua na próxima página



**TABELA 19 – continuou da página anterior**

<b>Estação</b>	<b>Frequência [cpy]</b>	<b>Amplitude [mm]</b>	<b>Desvio padrão Amplitude [mm]</b>	<b>Fase [graus]</b>	<b>Desvio padrão Fase [graus]</b>
PMQE	1,023	4,9	0,3	118,3	3,0
POAL	1,000	4,3	0,1	76,3	1,8
POLI	0,994	5,4	0,2	-138,6	2,0
POPA	0,995	2,2	0,2	33,0	5,0
POVE	1,005	15,4	0,2	134,6	0,7
PPTE	1,000	6,3	0,2	-165,4	1,5
PRGU	1,004	4,2	0,2	-98,5	2,5
PRNA	1,009	5,0	0,3	118,8	3,3
PSTO	0,991	3,3	0,2	-57,8	3,0
PTCL	1,001	1,0	0,2	102,2	11,8
PTRE	1,006	3,7	0,1	-111,5	1,5
QUI2	0,990	5,4	0,3	-30,1	3,0
RANC	1,002	6,1	0,3	-126,4	3,0
RECF	1,000	2,8	0,2	48,9	3,3
RGAO	0,998	2,3	0,2	147,7	6,1
RIO2	1,009	2,3	0,2	130,8	4,4
RIO4	0,985	3,8	0,4	95,4	5,4
RIOB	0,997	11,1	0,2	1,5	1,0
RIOD	1,003	4,6	0,2	-61,2	2,3
RIOG	1,008	6,2	2,0	102,1	18,3
RIOP	1,013	4,4	0,2	104,1	2,2
RJCG	1,006	3,8	0,2	11,4	2,8
RMLS	0,982	5,1	0,3	-153,2	3,5
RNMO	1,007	2,4	0,2	178,0	4,6
RNNA	1,007	2,0	0,2	143,0	5,2
ROCD	1,011	13,3	0,2	-96,3	1,0
ROGM	1,006	15,4	0,2	-121,3	0,8
ROJI	1,006	13,1	0,2	47,8	0,8
ROSA	1,004	4,7	0,2	-77,3	2,1
RWSN	1,000	2,7	0,2	5,3	4,8
S031	1,013	4,9	0,2	127,3	2,6
S061	0,990	3,4	0,2	-74,3	2,8
SAGA	1,001	10,6	0,2	-135,0	1,2
SALC	1,005	5,8	0,2	-146,1	1,9
SALU	0,997	7,9	0,2	-48,8	1,5

Continua na próxima página

**TABELA 19 – continuou da página anterior**

<b>Estação</b>	<b>Frequência [cpy]</b>	<b>Amplitude [mm]</b>	<b>Desvio padrão Amplitude [mm]</b>	<b>Fase [graus]</b>	<b>Desvio padrão Fase [graus]</b>
SALV	1,014	2,5	0,3	14,2	6,5
SANP	1,015	4,4	0,2	-72,2	2,2
SANT	1,000	5,6	0,1	-64,5	1,4
SAVO	0,998	2,5	0,2	172,2	4,7
SBAL	1,013	5,2	0,2	128,2	2,5
SCCH	1,006	3,6	0,2	-25,7	2,8
SCLA	1,006	2,8	0,2	-21,1	3,5
SCR1	0,985	5,8	0,2	-109,2	2,4
SINC	0,999	5,5	0,5	-136,9	5,4
SJRP	1,005	7,3	0,2	-133,1	1,4
SJUA	1,017	1,3	0,2	25,4	10,3
SL01	1,005	2,1	0,2	-20,2	5,6
SMAR	1,004	4,2	0,1	-32,1	2,0
SPAR	1,008	7,8	0,2	136,5	1,6
SPBO	1,019	7,9	0,4	106,2	3,1
SPCA	0,992	4,6	0,2	-41,9	2,9
SPJA	0,981	6,7	0,3	-106,7	2,5
SRGD	1,001	2,7	0,1	130,7	2,2
SRNW	1,011	6,2	0,3	67,5	2,4
SRSA	1,005	2,8	0,2	159,0	4,2
SRZN	0,990	6,9	0,2	70,5	1,9
SSA1	0,997	3,4	0,2	-36,1	3,3
SUAR	0,991	4,8	0,2	113,6	3,0
SVIC	0,996	3,8	0,2	9,1	3,0
TERO	0,993	3,4	0,2	166,2	2,6
TIL2	1,018	3,8	0,3	66,4	4,1
TMCO	1,014	4,8	0,2	-32,3	2,4
TOGU	1,006	10,8	0,2	50,8	1,1
TOLO	0,975	1,9	0,3	-124,3	8,2
TOPL	1,006	9,8	0,2	-97,0	1,2
TQPL	0,991	2,6	0,2	-1,3	4,0
TRGN	1,012	6,3	0,2	19,3	2,0
TRNC	0,985	3,0	0,3	146,0	5,0
TRTA	1,012	3,7	0,2	163,3	2,8
TUCU	1,000	4,4	0,2	73,9	2,3

Continua na próxima página

**TABELA 19 – continuou da página anterior**

<b>Estação</b>	Frequência [cpy]	Amplitude [mm]	Desvio padrão Amplitude [mm]	Fase [graus]	Desvio padrão Fase [graus]
TUNA	1,011	5,5	0,1	156,1	1,4
UBA1	1,010	5,5	0,3	-95,0	3,1
UBER	0,997	9,1	0,2	124,5	1,4
UCNF	1,006	2,4	0,2	160,9	4,6
UCOR	1,004	5,3	0,2	8,7	2,1
UDEC	1,008	5,4	0,2	21,1	1,7
UEPP	1,003	6,4	0,3	14,4	2,5
UFPR	0,997	3,6	0,2	-24,1	2,4
UNPA	0,983	3,4	0,2	132,3	3,6
UNRO	0,995	3,4	0,2	-4,2	2,7
UNSA	1,002	2,4	0,2	-152,6	3,6
UNSJ	1,008	2,5	0,1	-106,3	3,4
URUS	1,015	4,4	0,2	13,4	2,0
UTAR	0,990	2,2	0,2	61,7	4,3
UTUR	0,980	2,9	0,2	52,9	3,2
UYLP	0,992	4,6	0,3	157,8	3,9
UYPA	0,992	5,0	0,3	-82,9	3,1
UYRO	0,990	4,8	0,2	-43,7	2,8
UYSO	0,989	4,5	0,3	-102,2	3,1
VAL2	0,986	0,9	0,3	57,1	15,9
VALP	0,997	3,3	0,2	-175,8	2,8
VARG	1,022	3,9	0,3	-6,5	4,2
VBCA	1,000	4,7	0,2	53,5	1,9
VICO	1,004	6,1	0,2	-4,5	1,5
VIVI	1,009	6,0	0,2	-59,9	2,0
VLZL	1,003	2,4	0,1	-74,5	2,8
VMAG	0,972	4,6	0,3	25,7	3,4
YCBA	0,999	6,4	0,2	-122,7	1,9
ZAPA	0,999	6,7	0,3	7,1	2,6
ZARZ	0,995	3,5	0,3	128,9	4,8

A.3 PARÂMETROS ESTIMADOS COM BASE NAS SÉRIES TEMPORAIS GPS

TABELA 20 – continuou da página anterior

Estação	$\varphi [^\circ]$	$\lambda [^\circ]$	$\dot{h}(mm/a)$	$R_1 (mm)$	$\varphi_1 (graus)$	$R_2 (mm)$	$\varphi_2 (graus)$	$\sigma_{\dot{h}}(mm/a)$	$\sigma_{R_1} (mm)$	$\sigma_{\varphi_1} (graus)$	$\sigma_{R_2} (mm)$	$\sigma_{\varphi_2} (graus)$
ABCC	4,66	-74,13	-29,16	6,71	-49,12	2,72	-81,8	0,25	0,29	2,48	0,29	5,88
ABPD	4,48	-74,1	-0,12	6,32	-28,98	0,5	-89,04	0,21	0,23	2,06	0,23	26,23
ABPW	4,69	-74	-2,96	6,53	-32,85	1,02	-115,83	0,27	0,28	2,36	0,26	15,03
AGCA	8,32	-73,6	4,8	7,41	-53,65	1,61	-21,57	0,42	0,44	3,36	0,43	14,42
ALAR	-9,75	-36,65	0,36	1,87	-23,09	1,19	108,79	0,07	0,18	5,54	0,18	8,57
ALUM	-27,32	-66,6	0,18	1,71	99,49	0,76	36,08	0,28	0,16	5,78	0,15	11,49
AMCO	-4,87	-65,33	0,08	13,63	46,9	2,86	121,67	0,59	0,28	1,16	0,27	5,29
ANTC	-37,34	-71,53	1,58	8,76	-91,69	1,25	118,28	0,16	0,13	0,89	0,13	5,84
APSA	-0,06	-51,17	-0,57	9,1	26,05	2,07	38,92	0,39	0,27	1,74	0,26	7,1
ARCA	7,08	-70,76	-4,11	7,56	-36,02	4,1	-169,84	0,19	0,29	2,1	0,28	3,72
ARCO	-37,21	-73,23	-13,56	6,64	-74,11	1,44	68,48	0,44	0,25	2,79	0,23	8,81
AREQ	-16,47	-71,49	3,49	3,15	63,23	1,12	66,3	0,17	0,11	1,86	0,1	4,96
AREV	-16,47	-71,49	4,83	2,59	45,37	1,89	45,73	0,59	0,23	4,99	0,19	5,73
ATIC	-16,23	-73,7	-0,51	1,13	12,58	1,71	48,5	0,72	0,25	13,16	0,22	7,29
ATJN	-19,3	-70,14	4,21	2,88	58,19	1,32	70,73	0,31	0,12	2,54	0,11	4,85
AUTF	-54,84	-68,3	0,59	2,77	-117,56	0,91	159,96	0,09	0,16	3,31	0,16	9,89
AZUL	-36,77	-59,88	0,93	3,27	-32,69	0,93	-32,02	0,17	0,16	2,81	0,16	9,8
BABR	-12,15	-44,99	3,75	6,49	66,39	3,4	94,48	0,09	0,26	2,24	0,25	4,27
BAIR	-11,31	-41,86	1,24	3,61	54,65	1,46	143,4	0,09	0,17	2,61	0,16	6,34
BATF	-17,55	-39,74	-2,2	2,9	105,64	1,88	179,66	0,16	0,39	7,78	0,39	11,73

Continua na próxima página

TABELA 20 – continuou da página anterior

Estação	$\varphi [^\circ]$	$\lambda [^\circ]$	$\dot{h}(mm/a)$	$R_1 (mm)$	$\varphi_1 (graus)$	$R_2 (mm)$	$\varphi_2 (graus)$	$\sigma_{\dot{h}}(mm/a)$	$\sigma_{R_1} (mm)$	$\sigma_{\varphi_1} (graus)$	$\sigma_{R_2} (mm)$	$\sigma_{\varphi_2} (graus)$
BAVC	-14,89	-40,8	1,73	3,03	52,24	2,3	136,7	0,11	0,19	3,57	0,18	4,59
BAVE	-34,17	-70,77	16,67	4,22	-77,44	1,84	55,54	0,74	0,28	3,47	0,23	7,31
BCAR	-37,76	-58,3	0,21	3,26	-46,06	0,92	-19,54	0,09	0,19	3,29	0,19	11,44
BEJ1	7,06	-73,88	1,7	5,31	-44,1	0,92	-160,75	0,48	0,4	4,33	0,39	23,1
BELE	-1,41	-48,46	-0,68	7,96	33,13	1,5	44,7	0,05	0,2	1,42	0,2	7,55
BER1	6,49	-74,41	-2,9	4,02	-49,45	2,3	-91,51	0,16	0,32	4,63	0,3	8,38
BN01	-20,22	-70,15	1,33	3,13	12,98	1,65	52,38	0,2	0,18	3,15	0,17	5,77
BN02	-23,67	-70,41	3,67	1,69	-22,11	1,86	1,05	0,23	0,16	5,72	0,16	5,04
BN05	-33,04	-71,62	-0,7	4,48	-58,69	2,06	63,76	0,67	0,21	2,99	0,18	5,03
BN06	-34,17	-70,74	13,49	3,61	-84,82	2,5	52,47	0,56	0,23	3,57	0,2	4,67
BN07	-35,43	-71,66	9,4	5,42	-55,65	1,55	49,81	0,4	0,18	1,91	0,17	6,22
BN08	-36,83	-73,05	-5,67	5,14	-70,33	2,37	58,01	0,59	0,21	2,16	0,18	4,38
BN11	-45,57	-72,07	-0,77	3,71	-72,45	2,29	59,99	0,16	0,27	4,1	0,26	6,63
BN12	-53,16	-70,91	0,26	4,93	-93,89	1,56	84,24	0,18	0,33	3,8	0,33	12,01
BN13	-33,44	-70,65	7,96	3,97	-70,74	2,09	64,25	0,48	0,2	2,91	0,18	5,02
BN14	-39,82	-73,23	13,22	5,37	-90,47	1,57	84,26	0,15	0,17	1,85	0,17	6,38
BN15	-18,48	-70,32	-1,8	3,04	10,55	1,94	31,14	0,43	0,19	3,51	0,18	5,38
BN17	-30,6	-71,2	5,82	2,39	-92,66	2,58	48,29	0,64	0,2	5,65	0,19	4,26
BN20	-42,48	-73,77	10,76	3,6	-107,44	2,18	78,41	0,24	0,23	3,63	0,22	5,97
BNGA	7,1	-73,12	-1,21	4,91	-47,61	1,39	-93,18	0,45	0,36	4,2	0,32	13,89
BOAV	2,85	-60,7	2,34	10,88	-20,74	2,61	130,04	0,07	0,24	1,27	0,24	5,3
BOGA	4,64	-74,08	-48,14	6,86	-28,49	1,8	-151,49	0,18	0,16	1,32	0,16	5

TABELA 20 – continuou da página anterior

Estação	$\varphi [^\circ]$	$\lambda [^\circ]$	$\dot{h}(mm/a)$	$R_1 (mm)$	$\varphi_1 (graus)$	$R_2 (mm)$	$\varphi_2 (graus)$	$\sigma_{\dot{h}}(mm/a)$	$\sigma_{R_1} (mm)$	$\sigma_{\varphi_1} (graus)$	$\sigma_{R_2} (mm)$	$\sigma_{\varphi_2} (graus)$
BOGT	4,64	-74,08	-36,22	6,41	-42,98	2,88	122,96	0,27	0,21	1,9	0,2	4,01
BOMJ	-13,26	-43,42	2,17	6,18	68,83	2,36	128,68	0,08	0,17	1,54	0,17	4,05
BRAZ	-15,95	-47,88	-2,01	9,59	75,04	2,31	122,66	0,1	0,14	0,81	0,13	3,25
BRFT	-3,88	-38,43	0,02	1,53	17,22	0,79	150,51	0,08	0,17	6,45	0,17	12,45
BUE1	-34,57	-58,52	2,92	4,17	-28,2	0,53	125,23	0,06	0,18	2,42	0,17	18,89
BUE2	-34,57	-58,52	3,66	3,58	-17,95	1,02	153,24	0,14	0,24	3,79	0,23	12,89
BUEN	3,88	-77,01	0,22	4,63	-29,03	2,04	152,41	0,14	0,23	2,91	0,22	6,24
CAL3	-12,06	-77,15	2,49	2,54	17,34	0,75	28,51	0,3	0,2	4,35	0,19	14,36
CALI	3,38	-76,53	0,21	3,43	-39,42	1,11	150,98	0,27	0,2	3,38	0,19	9,22
CATA	-28,47	-65,77	-2,5	4,29	17,03	1,18	-22,52	0,44	0,22	2,79	0,2	9,97
CAUQ	-35,97	-72,34	4,9	6,52	-60,71	1,34	56,02	0,68	0,23	1,87	0,18	7,69
CAYN	4,95	-52,31	0,84	5,17	-4,49	1,46	120,64	0,08	0,27	2,87	0,26	10,23
CBAA	-22,75	-68,45	1,18	3,35	27,27	1,03	61,47	0,17	0,11	1,94	0,1	5,88
CBQC	-36,15	-72,8	-8,95	2,03	-31,15	1,19	42,42	0,79	0,26	7,08	0,21	9,97
CBRO	-37,04	-72,4	8,33	5,48	-80,79	2,25	61,85	0,35	0,21	2,52	0,21	5,15
CDLC	-22,19	-69,76	4,77	2,45	27,11	1,01	67,15	0,18	0,12	2,9	0,11	6,46
CEEU	-3,88	-38,43	0,3	1,47	25,65	0,22	168,11	0,21	0,17	6,7	0,17	45,03
CEFE	-20,31	-40,32	2,37	4,17	34,35	1,37	140,58	0,08	0,18	2,47	0,18	7,45
CEFT	-3,71	-38,47	0,53	1,86	-27,63	1,15	69,27	0,29	0,21	6,1	0,2	9,61
CFAG	-31,6	-68,23	1,8	2,59	-21,03	0,46	95,39	0,2	0,13	2,88	0,13	15,7
CGTC	-20,18	-70,07	2,56	2,39	54,9	1,33	55,37	0,18	0,15	3,65	0,14	5,95
CHAC	-27,42	-58,96	1,85	5,37	8,48	0,74	134,39	0,28	0,27	2,86	0,27	20,61

Continua na próxima página

TABELA 20 – continuou da página anterior

Estação	$\varphi [^\circ]$	$\lambda [^\circ]$	$h(mm/a)$	$R_1 (mm)$	$\varphi_1 (graus)$	$R_2 (mm)$	$\varphi_2 (graus)$	$\sigma_h(mm/a)$	$\sigma_{R_1} (mm)$	$\sigma_{\varphi_1} (graus)$	$\sigma_{R_2} (mm)$	$\sigma_{\varphi_2} (graus)$
CHLT	-49,34	-72,89	21,54	4,96	-139,37	1,03	70,79	0,63	0,54	6,29	0,53	29,24
CHML	-37,36	-70,15	5,28	6,59	-54,64	2,66	28,7	0,62	0,31	2,7	0,29	6,31
CHMZ	-19,67	-69,19	2,14	3,85	49,83	1,61	87,6	0,22	0,14	2,06	0,12	4,12
CHPI	-22,69	-44,99	0,86	4,88	66,37	1,23	100,66	0,08	0,17	1,93	0,16	7,66
CHRA	-16,52	-72,93	2,97	1,54	55,02	1,84	-14,07	0,74	0,32	12,05	0,3	9,48
CJNT	-23,03	-67,76	2,06	2,83	29,41	1,17	107,49	0,26	0,15	3,29	0,13	6,97
CLL1	-36,6	-72,08	9,27	1,8	53,68	1,82	58,98	0,81	0,24	7,99	0,2	5,97
CLLA	-20,95	-69,36	2,09	2,33	46,11	1,12	9,03	0,3	0,21	5,13	0,18	9,9
CMPN	-29,03	-70,69	4,54	1,51	-48,88	1,48	46,62	0,36	0,16	5,96	0,14	5,51
CN37	10,79	-75,26	-2,65	7,71	-19,3	3,28	46,23	0,44	0,38	2,72	0,37	6,52
CN38	12,22	-71,99	2,76	2,33	-25,63	1,68	58,81	0,29	0,26	6,31	0,26	8,73
COCA	-27,47	-58,83	1,55	7,52	3,81	1,58	42,32	0,59	0,45	2,87	0,39	14,21
COLO	-22,17	-67,8	0,85	5,68	12,68	1,85	46,47	0,52	0,21	2,19	0,2	6,16
CONS	-35,33	-72,41	-1,61	4,13	-73,7	1,75	54,91	0,32	0,22	2,79	0,18	5,81
CONT	-36,84	-73,03	-3,63	5,15	-71,88	1,38	74,31	0,11	0,15	1,61	0,14	5,61
CONZ	-36,84	-73,03	-0,2	5,53	-60,56	1,92	71,31	0,6	0,19	2,02	0,16	4,75
COPO	-27,38	-70,34	3,28	1,03	-94,63	1,25	37,73	0,24	0,13	7,23	0,13	5,9
COYQ	-45,51	-71,89	0,66	5,42	-91,57	0,48	92,08	0,08	0,15	1,62	0,15	17,85
CRA1	-7,24	-39,42	0,48	6,08	35,48	1,6	79,98	0,06	0,21	2,04	0,21	7,63
CRBR	-17	-71,79	1,85	3,8	63,94	1,54	41,44	0,27	0,19	2,6	0,16	6,01
CRCS	10,5	-66,91	-0,85	3,53	-65,12	2,91	178,72	0,22	0,39	6,51	0,39	7,68
CRRL	-36,15	-68,35	-7,29	4,3	-68,81	1,95	35,94	0,41	0,22	3,12	0,21	6,32

Continua na próxima página

TABELA 20 – continuou da página anterior

Estação	$\varphi [^\circ]$	$\lambda [^\circ]$	$\dot{h}(mm/a)$	$R_1 (mm)$	$\varphi_1 (graus)$	$R_2 (mm)$	$\varphi_2 (graus)$	$\sigma_{\dot{h}}(mm/a)$	$\sigma_{R_1} (mm)$	$\sigma_{\varphi_1} (graus)$	$\sigma_{R_2} (mm)$	$\sigma_{\varphi_2} (graus)$
CRSC	-20,92	-70,08	3,71	3,01	38,58	0,9	54,22	0,14	0,11	2	0,1	6,25
CRUZ	-7,61	-72,67	0,05	5,54	69,03	2,1	88,49	0,38	0,25	2,76	0,24	6,42
CSLO	-31,78	-69,3	4,37	2,46	-46,47	1,5	64,78	0,3	0,18	4,12	0,17	6,46
CTLR	-21,96	-70,1	4,23	2,34	34,29	0,63	83,13	0,22	0,15	3,69	0,14	13,05
CUCU	7,9	-72,49	-1,71	3,23	-74,92	1,15	-93,67	0,1	0,27	4,68	0,26	13,17
CUIB	-15,56	-56,07	-0,81	9,84	67,18	1,29	116,57	0,11	0,14	0,81	0,14	6,08
DINO	-30,16	-67,84	3,63	1,92	-23,21	2,16	48,69	0,43	0,21	6,31	0,2	5,41
EBYP	-27,37	-55,89	-1,25	5,02	-2,01	0,81	-105,78	0,17	0,22	2,53	0,22	15,47
EESC	-22	-47,9	2,21	7,42	45,13	1,34	94,74	0,14	0,27	2,05	0,26	11,33
EPSF	-31,64	-60,67	9,08	5,71	2,56	3,16	114,47	0,49	0,31	3,06	0,3	5,5
ESQU	-42,92	-71,32	0,95	5,08	-89,11	1,64	59,07	0,28	0,23	2,59	0,23	7,92
FLOR	1,62	-75,6	-1,76	4,89	-16,65	1,14	163,69	0,26	0,22	2,49	0,23	10,32
FORT	-3,88	-38,43	0,38	1,88	74,15	3,48	61,66	0,25	0,41	12,29	0,4	6,6
FQNE	5,47	-73,73	1,18	5	-30,48	1,93	-138,6	0,23	0,22	2,43	0,21	6,32
GLRV	-14,67	-74,4	0,19	2,92	83,89	2,33	58,87	0,45	0,27	5,78	0,24	6,11
GOJA	-17,88	-51,73	0,47	7,3	74,3	0,52	115,76	0,08	0,2	1,59	0,2	22,14
GOLG	-24,69	-65,76	1,62	4,57	27,9	2,49	47,26	0,21	0,24	2,9	0,22	5,05
GUAY	-31,87	-59,03	-0,15	4,96	-20,26	1,72	-24,97	0,27	0,31	3,67	0,31	10,28
GVAL	-18,86	-41,96	-1,97	5,71	43,21	2,46	134,61	0,12	0,23	2,36	0,23	5,43
HLNE	-35	-71,74	14,96	5,24	-83,94	1,46	73,23	0,53	0,21	2,35	0,19	7,47
IBAG	4,43	-75,21	3,01	2,39	12,29	0,71	-133,48	0,26	0,35	7,14	0,3	24,48
IGM1	-34,57	-58,44	1,98	4,83	-28,25	0,78	-16,24	0,14	0,17	2	0,17	12,19

Continua na próxima página



TABELA 20 – continuou da página anterior

Estação	$\varphi [^\circ]$	$\lambda [^\circ]$	$\dot{h}(mm/a)$	$R_1 (mm)$	$\varphi_1 (graus)$	$R_2 (mm)$	$\varphi_2 (graus)$	$\sigma_{\dot{h}}(mm/a)$	$\sigma_{R_1} (mm)$	$\sigma_{\varphi_1} (graus)$	$\sigma_{R_2} (mm)$	$\sigma_{\varphi_2} (graus)$
ILHA	-20,43	-51,34	4,06	8,67	41,08	0,93	105,07	0,12	0,27	1,79	0,27	16,6
ILOC	-34,95	-72,18	10,11	3,03	-48,21	2,52	78,97	1,2	0,34	6,34	0,28	6,42
IMBT	-28,23	-48,66	-0,32	3,3	-2,74	0,94	-122,84	0,1	0,2	3,35	0,19	11,66
IMPZ	-5,49	-47,5	-2,27	10,59	56,16	0,83	3,96	0,06	0,16	0,86	0,16	10,89
IQQE	-20,27	-70,13	1,8	3,12	17,02	0,97	31,56	0,14	0,13	2,33	0,12	7,21
IQUI	-3,77	-73,27	0,61	13,89	68,37	1,6	-15,98	0,42	0,31	1,25	0,29	10,27
JBAL	-27,58	-65,62	0,67	5,37	36,68	0,71	-21,69	0,35	0,19	2,07	0,19	15,5
JRGN	-23,29	-70,57	0,34	1,16	48,79	1,57	59,32	0,17	0,13	6,21	0,12	4,45
KOUG	5,1	-52,64	2,67	6,45	-5,55	2,61	70,34	0,21	0,27	2,36	0,26	5,78
KOUR	5,25	-52,81	-1,14	6,55	-12,51	1,64	86,88	0,12	0,17	1,51	0,17	5,84
LAJA	-37,39	-71,38	13,32	11,18	-77,68	2,99	70,07	0,44	0,26	1,52	0,25	4,55
LBHT	-19,87	-43,96	5,53	5,8	43,28	1,77	85,6	0,34	0,47	4,63	0,45	13,28
LBO_	4,64	-74,08	-44,48	4,43	-16,21	1,17	-149,9	0,14	0,26	2,76	0,22	10,53
LCEN	-25,33	-68,6	5,51	4,29	-4,43	2,04	52,9	0,26	0,18	2,6	0,18	5,16
LDOL	-23,82	-63,97	1,15	4,86	23,88	1,27	38,13	0,52	0,21	2,69	0,21	9,28
LHCL	-38	-65,6	1,84	4,17	-46,15	0,45	-64,37	0,1	0,15	2,02	0,15	18,43
LLFN	-39,33	-71,79	8,12	1,45	154,78	0,74	-155,03	1,47	0,27	10,02	0,23	18,05
LMHS	-37,02	-70,75	17,53	6,61	-78,46	3,56	53,34	0,79	0,33	2,48	0,27	4,25
LNDS	-32,84	-70,58	12,58	5,03	-86,89	1,66	64,39	0,83	0,25	3,72	0,25	8,67
LNQM	-38,46	-71,36	12,12	7,74	-76,89	1,52	80,56	0,36	0,27	2,13	0,27	10,03
LPGS	-34,91	-57,93	2,05	4	-33,09	0,92	81,6	0,07	0,18	2,53	0,18	11,08
LPMO	-12,59	-69,19	-1,68	9,28	66,12	2,17	71,61	0,31	0,44	2,9	0,46	11,24

TABELA 20 – continuou da página anterior

Estação	$\varphi [^\circ]$	$\lambda [^\circ]$	$\dot{h}(mm/a)$	$R_1 (mm)$	$\varphi_1 (graus)$	$R_2 (mm)$	$\varphi_2 (graus)$	$\sigma_{\dot{h}}(mm/a)$	$\sigma_{R_1} (mm)$	$\sigma_{\varphi_1} (graus)$	$\sigma_{R_2} (mm)$	$\sigma_{\varphi_2} (graus)$
LSCH	-29,91	-71,25	-0,73	0,41	-121,29	0,86	136,53	0,24	0,2	27,88	0,19	12,45
LSTA	-29,71	-53,72	0,99	3,44	-49,76	0,38	37,51	0,16	0,31	5,19	0,3	44,72
LYAR	-18,13	-70,57	2,84	3,03	38,23	0,81	49,4	0,38	0,19	3,48	0,17	11,81
MA00	10,67	-71,62	-1,8	3,48	-68,11	0,22	171,85	0,1	0,23	3,71	0,22	59,51
MA01	-38,95	-68,06	-3,41	4,31	-49,09	0,29	-36,18	0,2	0,21	2,85	0,21	41,13
MA02	-34,61	-58,39	0,47	4,24	-43,19	1,38	6,15	0,11	0,25	3,4	0,24	10,37
MABA	-5,36	-49,12	1,81	14,22	48,04	1,52	47,12	0,15	0,24	0,95	0,23	8,81
MABS	-7,53	-46,04	0,96	7,73	56,51	1,43	34,7	0,13	0,35	2,64	0,35	14,14
MAPA	0,05	-51,1	1,01	8,25	13,36	1,35	63,25	0,05	0,2	1,43	0,2	8,63
MAUL	-35,81	-70,82	17,27	8,39	-70,21	2,09	95,71	0,56	0,3	2,14	0,29	7,91
MCL1	-22,75	-70,25	4,37	2,05	41,76	0,38	111,01	0,21	0,16	4,44	0,13	20,05
MCLA	-16,72	-43,88	-4,56	6,41	51,98	2,12	146,28	0,13	0,27	2,4	0,27	7,19
MEDE	6,2	-75,58	1,62	6,74	-42,6	2,18	176,58	0,23	0,22	1,87	0,22	5,35
MELP	-33,68	-71,15	6,64	3,45	-112,89	0,92	35,17	0,62	0,27	4,14	0,23	14,13
MGBH	-19,94	-43,92	2,89	6,08	74,96	1,41	127,76	0,09	0,22	2,11	0,22	9
MGIN	-22,32	-46,33	3,99	6,08	46,42	0,58	75,63	0,09	0,2	1,93	0,2	20,08
MGMC	-16,72	-43,86	5,7	5,03	62,02	1,73	120,34	0,08	0,19	2,16	0,19	6,3
MGRP	-19,21	-46,13	1,84	7,66	71,17	1,68	140,69	0,14	0,2	1,5	0,2	6,81
MGUB	-18,92	-48,26	3,38	8,58	64,66	1,62	136,04	0,09	0,21	1,38	0,21	7,3
MGUE	-35,78	-69,4	4,88	5,44	-47,39	1,29	46,05	0,55	0,27	2,89	0,26	11,52
MGVA	-21,54	-45,44	0,31	7,5	59,69	1,6	178,37	0,19	0,28	2,15	0,28	10,09
MHIN	-39,43	-73,21	9,33	5,82	-73,05	1,87	66,76	0,16	0,2	1,92	0,18	5,65

Continua na próxima página

TABELA 20 – continuou da página anterior

Estação	$\varphi [^\circ]$	$\lambda [^\circ]$	$\dot{h}(mm/a)$	$R_1 (mm)$	$\varphi_1 (graus)$	$R_2 (mm)$	$\varphi_2 (graus)$	$\sigma_{\dot{h}}(mm/a)$	$\sigma_{R_1} (mm)$	$\sigma_{\varphi_1} (graus)$	$\sigma_{R_2} (mm)$	$\sigma_{\varphi_2} (graus)$
MPL2	-38,01	-57,57	-0,36	3,33	-42,68	0,83	-23,9	0,21	0,3	5,21	0,3	20,84
MSCG	-20,44	-54,54	-1,07	6,44	53,33	0,77	111,57	0,19	0,21	1,88	0,21	15,54
MTBA	-15,89	-52,26	0,9	9,76	66,84	1,48	132,33	0,09	0,23	1,34	0,23	8,91
MTCN	-13,56	-52,27	3,65	8,88	73,27	2,3	76,27	0,11	0,24	1,51	0,24	5,78
MTCO	-10,8	-55,46	1,38	12,85	72,64	0,97	91,38	0,16	0,22	0,99	0,22	13,02
MTSF	-11,62	-50,66	2,06	13,19	84,66	1,92	107,04	0,08	0,21	0,89	0,2	6,12
MTSR	-12,55	-55,73	1,86	13,32	68,65	1,27	46,46	0,23	0,27	1,14	0,26	11,87
MTVB	-15,01	-59,95	1,88	10,73	35,71	1,53	74,6	0,34	0,34	1,82	0,34	12,09
MZAC	-32,9	-68,88	2,42	0,74	-51,29	1,44	31,63	0,17	0,16	12,38	0,15	5,92
MZAE	-33,25	-68,15	1,49	5,08	-27,84	1,28	90,73	0,21	0,17	2	0,17	7,68
MZAS	-34,61	-68,33	7,29	4,47	-29,8	1,64	141,36	0,28	0,32	4,03	0,3	10,55
MZAU	-33,74	-69,12	1,2	4,01	-48,12	1,91	18,84	0,51	0,32	4,65	0,29	8,82
NAUS	-3,02	-60,06	-2,85	29,74	35,47	5,46	147,89	0,18	0,24	0,46	0,23	2,44
NEIA	-25,02	-47,93	1,23	3,75	31,89	1,02	32,52	0,17	0,24	3,65	0,23	13,17
NESA	-40,11	-64,45	-1	3,48	-42,47	0,83	3,42	0,09	0,2	3,23	0,19	13,68
NEV1	2,94	-75,29	-0,07	2,83	-22,9	2,62	-170,7	0,36	0,27	5,19	0,25	5,6
NGAQ	-26,69	-60,73	1,62	5,41	16,8	0,87	-40,44	0,94	0,28	3,18	0,27	17,84
NIEB	-39,87	-73,4	13,03	6,17	-66,48	1,17	79,59	0,92	0,21	2,04	0,2	9,56
NIHU	-36,39	-72,4	9,55	5,86	-68,47	1,25	51,88	0,66	0,23	2,15	0,19	8,76
NRVL	-35,54	-72,09	16,59	7,07	-60,69	1,8	61,38	0,79	0,25	2,13	0,23	6,83
NZCA	-14,86	-74,96	4,83	1,05	22,89	2,37	33,95	0,7	0,32	17,64	0,27	6,6
ONRJ	-22,9	-43,22	-0,7	4,18	41,16	1,12	104,49	0,17	0,19	2,58	0,18	9,43

TABELA 20 – continuou da página anterior

Estação	$\varphi [^\circ]$	$\lambda [^\circ]$	$\dot{h}(mm/a)$	$R_1 (mm)$	$\varphi_1 (graus)$	$R_2 (mm)$	$\varphi_2 (graus)$	$\sigma_{\dot{h}}(mm/a)$	$\sigma_{R_1} (mm)$	$\sigma_{\varphi_1} (graus)$	$\sigma_{R_2} (mm)$	$\sigma_{\varphi_2} (graus)$
OSOR	-40,6	-73,1	10,18	5,87	-66,03	1,59	71,58	0,15	0,22	2,06	0,2	7,48
OURI	-22,95	-49,9	-0,8	4,74	47	1,18	128,95	0,12	0,19	2,26	0,18	8,91
OVLL	-30,6	-71,2	-4,09	0,7	30,71	0,2	-2,91	0,34	0,27	21,67	0,25	69,23
PAAT	-3,2	-52,18	3,45	13,87	44,15	1,67	16,16	0,13	0,31	1,28	0,31	10,41
PAIT	-4,29	-56,04	-5,94	15,23	42,44	1,72	-85,35	0,34	0,4	1,5	0,38	13
PAM2	7,38	-72,65	3,25	7,69	-35,04	1,74	150,17	0,36	0,32	2,27	0,3	9,56
PARA	-25,45	-49,23	1,08	3,26	8,73	2,08	102,55	0,1	0,21	3,53	0,2	5,5
PBCG	-7,21	-35,91	1,79	3,09	-23,22	0,02	-142,67	0,07	0,2	3,84	0,2	700,01
PCCL	-18,46	-70,11	2,21	2,33	63,21	1,1	59,41	0,36	0,14	3,42	0,13	6,64
PCLM	-34,38	-72	-18,77	4,28	-117,31	0,54	-26,89	0,66	0,23	3,15	0,2	20,61
PEJ1	-35,81	-61,89	-0,49	4,84	-27,52	0,8	-27,54	0,12	0,23	2,69	0,23	15,95
PELL	-35,83	-72,61	-8,85	4,18	-82,26	2,05	127,13	1,63	0,52	5,11	0,33	8,8
PEPE	-9,38	-40,51	0,76	3,53	34,6	0,92	99,58	0,07	0,17	2,74	0,17	10,28
PER2	4,79	-75,69	1,21	4,25	-23,28	1,37	-137,98	0,2	0,22	2,94	0,22	8,99
PISR	-9,03	-42,7	9,11	4,23	56,3	1,41	90,67	0,11	0,22	3	0,22	8,87
PITN	-5,1	-42,79	4,31	5,92	43,91	0,81	-2,58	0,09	0,21	2,02	0,21	14,72
PMB1	5,83	-55,14	-1,47	6,41	5,21	2,16	86,61	0,1	0,2	1,76	0,19	5,26
PMO1	-41,47	-72,94	7,01	7,17	-69,91	1,39	81,64	0,75	0,22	1,65	0,21	8,22
PMQE	-34,55	-71,63	-0,36	4,99	-57,68	0,91	120,58	1,47	0,37	4,88	0,31	19,06
POAL	-30,07	-51,12	0,54	4,11	-9,33	0,05	3,44	0,11	0,14	1,95	0,14	162,11
POLI	-23,56	-46,73	0,48	5,42	32,78	0,23	175,29	0,18	0,18	1,94	0,18	44,6
POPA	2,44	-76,6	0,44	2,25	21,49	0,87	-114,7	0,23	0,19	4,92	0,19	12,26

Continua na próxima página

TABELA 20 – continuou da página anterior

Estação	$\varphi [^\circ]$	$\lambda [^\circ]$	$h(mm/a)$	$R_1 (mm)$	$\varphi_1 (graus)$	$R_2 (mm)$	$\varphi_2 (graus)$	$\sigma_h (mm/a)$	$\sigma_{R_1} (mm)$	$\sigma_{\varphi_1} (graus)$	$\sigma_{R_2} (mm)$	$\sigma_{\varphi_2} (graus)$
POVE	-8,71	-63,9	-1,81	15,45	70,88	1,72	99,3	0,14	0,18	0,65	0,17	5,81
PPT	-22,12	-51,41	0,69	6,42	44,11	1,19	99,52	0,12	0,17	1,51	0,16	7,91
PRGU	-25,38	-51,49	-0,24	4,15	33,33	0,4	-68,36	0,14	0,19	2,56	0,18	26,09
PRNA	-31,78	-60,47	1,12	4,95	-7,91	1,23	55,03	0,31	0,28	3,22	0,27	12,68
PSTO	1,21	-77,28	0,54	3,41	4,02	1,04	165,34	0,21	0,19	2,86	0,17	9,26
PTCL	-17,7	-71,37	3,51	1,4	47,41	2,4	47,03	0,42	0,23	9,47	0,2	4,88
PTRE	-18,19	-69,57	1,01	3,55	84,34	1,51	65,46	0,2	0,11	1,67	0,1	3,92
QUI2	-0,22	-78,49	7,76	5,68	63,82	0,65	-160,37	0,46	0,32	3,08	0,3	26,07
RANC	-36,55	-71,57	24,21	5,67	-80,32	2,88	43,48	0,44	0,29	2,64	0,24	4,76
RECF	-8,05	-34,95	-2,51	2,64	-28,79	1,27	91,64	0,11	0,16	3,44	0,16	7,15
RGAO	-34,25	-69,38	-0,53	2,32	-72,95	1,5	63,08	0,44	0,25	6,64	0,25	9,4
RIO2	-53,79	-67,75	1,43	2,48	-138,35	2,17	151,04	0,15	0,17	3,99	0,17	4,58
RIO4	-33,13	-64,35	5,86	3,92	5,28	2,25	61,74	0,73	0,42	5,17	0,38	9,72
RIOB	-9,97	-67,8	-2,14	11,16	67,73	1,84	116,87	0,2	0,18	0,96	0,18	5,65
RIOD	-22,82	-43,31	0,39	4,69	54,28	1,63	-146,48	0,14	0,18	2,26	0,18	6,49
RIOG	-53,79	-67,75	2,01	2,56	-162,69	2,08	165,13	0,11	0,22	4,98	0,22	6,13
RIOF	-1,65	-78,65	1,06	4,53	40,3	0,88	13,91	0,18	0,19	2,36	0,18	11,27
RJCG	-21,76	-41,33	1,72	3,94	37,49	0,85	123,72	0,08	0,18	2,68	0,18	12,42
RMLS	-39,72	-70,69	3,89	5,09	-74,02	1,8	65,3	0,63	0,34	4,13	0,31	9,82
RNMO	-5,2	-37,33	-3,42	2,59	-7,02	0,89	-154,93	0,09	0,19	4,31	0,19	12,49
RNNA	-5,84	-35,21	-0,89	1,98	-41,38	1,28	91,35	0,13	0,18	5,11	0,18	7,81
ROCD	-13,12	-60,54	-1,19	13,35	67,17	1,28	76,08	0,17	0,24	1,05	0,24	10,85

TABELA 20 – continuou da página anterior

Estação	$\varphi [^\circ]$	$\lambda [^\circ]$	$\dot{h}(mm/a)$	$R_1 (mm)$	$\varphi_1 (graus)$	$R_2 (mm)$	$\varphi_2 (graus)$	$\sigma_{\dot{h}}(mm/a)$	$\sigma_{R_1} (mm)$	$\sigma_{\varphi_1} (graus)$	$\sigma_{R_2} (mm)$	$\sigma_{\varphi_2} (graus)$
ROGM	-10,78	-65,33	-1,88	15,25	69,15	0,85	100,25	0,17	0,21	0,77	0,2	13,86
ROJI	-10,86	-61,96	-0,45	13,14	68,75	1,77	123,45	0,15	0,18	0,8	0,18	5,92
ROSA	-22,52	-52,95	-3,18	4,63	57,53	1,27	133,22	0,14	0,17	2,17	0,17	7,81
RWSN	-43,3	-65,11	0,85	2,48	-54,6	1,25	-133,97	0,06	0,18	4,08	0,18	8,09
S031	-34,57	-58,52	-1,03	4,98	-21,8	0,86	88,85	0,09	0,22	2,44	0,21	14,16
S061	-0,22	-78,49	-0,34	3,34	19,64	0,32	-153,42	0,22	0,17	3,12	0,17	30,19
SAGA	-0,14	-67,06	-2,08	10,51	11,74	2,12	165,16	0,08	0,23	1,24	0,23	6,07
SALC	-24,21	-66,32	-1,26	5,75	-5,37	1,52	59,96	0,25	0,22	2,12	0,19	7,34
SALU	-2,59	-44,21	-1,35	7,97	23,76	1,34	89,18	0,1	0,2	1,44	0,2	8,39
SALV	-13,01	-38,51	-0,85	2,64	9,75	2,78	92,5	0,1	0,24	5,53	0,25	5,05
SANP	-33,87	-71,48	4,87	4,4	-90,19	1,58	64,77	0,51	0,19	2,62	0,18	6,5
SANT	-33,15	-70,67	1,87	5,56	-137,29	0,83	66,37	0,29	0,15	1,58	0,14	9,81
SAVO	-12,94	-38,43	1,19	2,58	9,01	2,31	111,41	0,05	0,18	4,1	0,18	4,51
SBAL	-30,31	-61,23	1,75	5,48	-0,26	0,47	27,95	0,39	0,23	2,44	0,22	27,76
SCCH	-27,14	-52,6	-1,03	3,55	-0,06	0,11	153,56	0,09	0,17	2,75	0,17	89,95
SCLA	-27,79	-50,3	0,47	3,05	4,91	0,28	-154,03	0,09	0,17	3,2	0,17	35,36
SCR1	-17,8	-63,16	-9,96	5,87	45,77	0,39	-3,56	0,27	0,23	2,27	0,23	32,92
SINC	9,32	-75,39	4,23	5,08	-81,29	2,34	116,84	0,29	0,32	4,39	0,33	8,19
SJRP	-20,79	-49,36	1,87	7,39	57,69	1,68	125,21	0,13	0,18	1,35	0,17	5,96
SJUA	-15,36	-75,19	-4,33	1,22	-15,85	1,96	58,82	0,55	0,29	13,01	0,25	7,24
SL01	-33,16	-66,31	-1,18	2,22	-13,98	1,42	4,82	0,16	0,21	5,33	0,21	8,1
SMAR	-29,72	-53,72	0,4	4,33	-19,88	0,23	-74,65	0,13	0,15	1,95	0,15	35,77

Continua na próxima página

TABELA 20 – continuou da página anterior

Estação	$\varphi [^\circ]$	$\lambda [^\circ]$	$\dot{h}(mm/a)$	$R_1 (mm)$	$\varphi_1 (graus)$	$R_2 (mm)$	$\varphi_2 (graus)$	$\sigma_{\dot{h}}(mm/a)$	$\sigma_{R_1} (mm)$	$\sigma_{\varphi_1} (graus)$	$\sigma_{R_2} (mm)$	$\sigma_{\varphi_2} (graus)$
SPAR	-21,18	-50,44	-1,02	8,03	45,91	0,93	124,43	0,15	0,22	1,54	0,21	13,12
SPBO	-22,85	-48,43	2,73	8,34	29,83	2,25	69,87	0,2	0,37	2,59	0,37	9,5
SPCA	-22,82	-47,06	3,94	4,78	37,98	0,54	112,78	0,37	0,25	2,95	0,24	24,66
SPJA	-21,24	-48,29	3,55	7	51,99	1,86	92,63	0,15	0,28	2,27	0,27	8,43
SRGD	-22,87	-69,35	0,93	2,68	29,56	0,9	64,65	0,17	0,11	2,46	0,11	6,78
SRNW	5,95	-56,99	-2,03	6,46	-2,17	1,62	123,11	0,07	0,25	2,22	0,24	8,75
SRSA	-24,45	-65,95	0,65	2,83	9,77	1,96	33,21	0,27	0,23	4,68	0,21	6,1
SRZN	5,46	-55,2	-0,07	7,27	4,77	2,63	118,91	0,05	0,23	1,76	0,22	4,91
SSA1	-12,98	-38,52	1,46	3,25	21,01	1,64	104,21	0,11	0,2	3,45	0,19	6,83
SUAR	-37,46	-61,93	1,69	4,64	-29,79	1,37	8,86	0,21	0,24	3,08	0,25	10,15
SVIC	-26,99	-54,49	-0,97	3,82	-6,57	0,72	-140,17	0,15	0,2	2,9	0,19	15,49
TERO	-27,79	-64,26	2,07	3,36	23,99	0,88	70,85	0,36	0,17	2,84	0,16	10,56
TIL2	-23,58	-65,4	1,69	3,81	60,38	2,71	86,14	0,85	0,33	5,03	0,29	5,9
TMCO	-38,76	-72,61	11,65	4,64	-69,41	2,07	32,2	0,27	0,21	2,51	0,2	5,46
TOGU	-11,75	-49,05	2,9	10,95	85,66	1,6	127,79	0,09	0,21	1,08	0,21	7,39
TOLO	-30,17	-70,81	4,01	1,27	-43,69	0,16	39,54	0,32	0,25	11,46	0,24	82,38
TOPL	-10,17	-48,33	-0,76	9,96	82,94	1,34	133,09	0,18	0,2	1,15	0,2	8,42
TQPL	-17,3	-70,64	4,35	2,76	77,45	2,17	49,8	0,47	0,21	4,54	0,18	4,84
TRGN	-38,24	-72,67	9,22	6,94	-68,51	1,47	73,72	0,19	0,23	2,11	0,22	8,43
TRNC	-26,23	-65,28	3,73	3,07	50,16	2,53	59,22	0,52	0,26	4,88	0,26	5,92
TRTA	-17,48	-70,04	-0,2	3,91	74,57	2,47	39,1	0,49	0,21	3,3	0,18	4,21
TUCU	-26,84	-65,23	-1,53	4,58	2,84	0,41	-26,6	0,27	0,17	2,11	0,16	22,08

Continua na próxima página

TABELA 20 – continuou da página anterior

Estação	$\varphi [^\circ]$	$\lambda [^\circ]$	$\dot{h}(mm/a)$	$R_1 (mm)$	$\varphi_1 (graus)$	$R_2 (mm)$	$\varphi_2 (graus)$	$\sigma_{\dot{h}}(mm/a)$	$\sigma_{R_1} (mm)$	$\sigma_{\varphi_1} (graus)$	$\sigma_{R_2} (mm)$	$\sigma_{\varphi_2} (graus)$
TUNA	5,53	-73,36	0,29	5,81	-32,71	1,65	-155,11	0,11	0,13	1,29	0,13	4,49
UBA1	-23,5	-45,12	2,56	5,43	34,92	1,21	83,79	0,38	0,3	3,15	0,29	13,97
UBER	-18,89	-48,32	0,22	9,78	53,77	1,96	150,78	0,18	0,23	1,36	0,23	6,73
UCNF	-23,68	-70,41	3,47	2,37	-15,32	1,48	31,41	0,2	0,16	3,98	0,15	6
UCOR	-31,44	-64,19	-0,48	4,41	-10,26	1,2	-8,04	0,16	0,22	2,83	0,21	10,4
UDEC	-37,47	-72,34	7,98	5,44	-80,84	1,34	66,06	0,42	0,2	2,04	0,18	7,56
UEPP	-22,12	-51,41	-0,16	6,26	30,62	2,38	105,15	0,17	0,26	2,36	0,26	6,08
UFPR	-25,45	-49,23	1,43	3,56	24,92	0,37	155,66	0,06	0,15	2,41	0,15	23,11
UNPA	-51,65	-69,21	0,76	3,6	-95,13	0,54	80,96	0,12	0,23	3,86	0,23	25,39
UNRO	-32,96	-60,63	1,24	3,44	-8,43	0,75	82,43	0,18	0,17	2,76	0,16	12,54
UNSA	-24,73	-65,41	2,04	2,28	44,32	1,67	44,01	0,24	0,16	3,91	0,15	5,07
UNSJ	-31,54	-68,58	-0,38	2,42	-27,2	0,79	18,32	0,22	0,15	3,7	0,15	10,85
URUS	-17,95	-67,11	-0,18	4,48	55,82	1,96	57,66	0,21	0,15	1,95	0,15	4,32
UTAR	-18,49	-70,3	-2,2	2,2	9,12	1,83	41,32	0,45	0,17	4,83	0,17	5,28
UTUR	-22,24	-67,21	2,47	3,14	48,83	2,02	48,67	0,33	0,19	3,4	0,16	4,64
UYLP	-34,66	-54,14	3,21	4,57	-3,19	1,17	17,71	0,31	0,39	3,97	0,32	16,18
UYPA	-32,29	-58,07	2,64	4,97	2,03	0,77	-3	0,47	0,3	3,17	0,28	20,66
UYRO	-34	-53,55	0,44	4,7	-18,2	0,85	-60,49	0,11	0,25	2,82	0,23	15,49
UYSO	-33,26	-58,01	0,39	4,51	-20,36	1,52	5,88	0,26	0,26	3,07	0,24	9,31
VAL2	10,47	-73,25	-1,68	0,82	-61,03	1	136,66	0,12	0,26	18,31	0,26	15,03
VALP	-33,03	-71,63	-1,81	3,34	-98,4	1,89	60,62	0,61	0,18	3,22	0,17	5,03
VARG	-21,54	-45,43	-10,8	5,57	72,07	3,65	113,84	0,25	0,3	2,97	0,29	4,53

Continua na próxima página



TABELA 20 – continuou da página anterior

Estação	$\varphi [^\circ]$	$\lambda [^\circ]$	$\dot{h}(mm/a)$	$R_1 (mm)$	$\varphi_1 (graus)$	$R_2 (mm)$	$\varphi_2 (graus)$	$\sigma_{\dot{h}}(mm/a)$	$\sigma_{R_1} (mm)$	$\sigma_{\varphi_1} (graus)$	$\sigma_{R_2} (mm)$	$\sigma_{\varphi_2} (graus)$
VBCA	-38,7	-62,27	0,48	4,74	-33,07	0,51	1,46	0,06	0,16	1,9	0,16	17,52
VICO	-20,76	-42,87	3,43	6,3	59,5	1,86	145,97	0,07	0,15	1,37	0,15	4,63
VIVI	4,07	-73,58	-1,24	5,88	-30,04	2,26	-173,4	0,15	0,2	1,92	0,2	4,83
VLZL	-23,12	-69,96	5,9	2,19	26,06	1,42	62,01	0,17	0,13	3,43	0,12	4,67
VMAG	9,29	-74,85	4,17	4,91	-73,84	1,24	131,55	0,3	0,28	3,6	0,27	12,4
YCBA	-22,02	-63,68	-2,93	6,39	40,37	1,34	100,64	0,54	0,22	2,02	0,21	9,04
ZAPA	-32,55	-71,47	-3,76	6,85	-54,69	1,47	54,17	1,17	0,39	3,43	0,34	12,74
ZARZ	4,4	-76,07	5,78	3,3	-45	1,65	155,94	0,42	0,35	6,01	0,3	9,97

A.4 PARÂMETROS ESTIMADOS COM BASE NAS SÉRIES TEMPORAIS DO GEOIDE

**TABELA 21 – continuou da página anterior**

<b>Estação</b>	$\dot{N}(mm/a)$	$R_1$ (mm)	$\varphi_1$ (graus)	$R_2$ (mm)	$\varphi_2$ (graus)	$R_3$ (mm)	$\varphi_3$ (graus)
ABCC	-0,1	2,5	-170,5	1,5	42,7	0,5	-83,0
ABPD	-0,1	2,6	-166,8	1,5	43,2	0,5	-82,7
ABPW	-0,1	2,6	-173,5	1,5	41,3	0,4	-80,4
AGCA	-0,1	1,8	165,7	1,5	40,7	0,3	-80,0
ALAR	-0,1	3,0	-121,1	0,1	-36,8	0,2	23,5
ALUM	0,1	2,4	-101,7	0,1	-27,6	0,2	-113,7
AMCO	0,2	12,9	-118,3	1,5	45,1	0,6	-57,8
ANTC	-0,2	1,0	102,0	0,2	-28,9	0,2	-109,4
APSA	0,1	9,8	-135,1	0,3	130,7	0,5	-62,8
ARCA	-0,1	3,3	157,0	1,5	29,3	0,4	-64,4
ARCO	-0,1	1,0	99,4	0,3	-30,9	0,2	-140,9
AREQ	0,0	5,0	-98,1	0,1	18,0	0,2	-99,7
AREV	0,0	5,0	-98,1	0,1	18,0	0,2	-99,7
ATIC	0,1	3,8	-99,2	0,2	48,6	0,2	-100,1
ATJN	0,0	4,0	-98,6	0,1	-11,4	0,2	-114,6
AUTF	-0,1	1,0	72,2	0,2	18,5	0,1	-151,0
AZUL	-0,1	0,3	-146,8	0,2	105,1	0,2	-36,5
BABR	-0,2	7,1	-102,4	0,1	135,3	0,1	-20,8
BAIR	-0,2	5,4	-107,8	0,1	134,9	0,1	13,1
BATF	-0,1	3,7	-100,7	0,2	-3,6	0,3	17,5

Continua na próxima página

TABELA 21 – continuou da página anterior

Estação	$\dot{N}(mm/a)$	$R_1$ (mm)	$\varphi_1$ (graus)	$R_2$ (mm)	$\varphi_2$ (graus)	$R_3$ (mm)	$\varphi_3$ (graus)
BAVC	-0,2	4,4	-103,0	0,2	5,1	0,3	24,9
BAVE	-0,2	0,3	134,2	0,2	-28,5	0,3	-107,9
BCAR	0,0	0,2	-147,0	0,2	107,7	0,3	-36,7
BEJ1	-0,1	2,0	169,5	1,6	40,5	0,4	-79,8
BELE	0,0	8,5	-129,9	0,6	147,7	0,1	-41,2
BER1	-0,1	2,1	178,1	1,6	41,8	0,4	-82,5
BN01	0,0	3,7	-98,7	0,1	-5,6	0,2	-117,9
BN02	0,1	2,7	-98,2	0,2	3,9	0,3	-124,9
BN05	-0,2	0,2	-148,4	0,2	-31,7	0,3	-117,7
BN06	-0,2	0,3	134,2	0,2	-28,5	0,3	-107,9
BN07	-0,2	0,6	108,2	0,2	-34,2	0,2	-117,8
BN08	-0,1	0,9	99,7	0,3	-33,1	0,2	-143,6
BN11	-0,3	1,2	78,5	0,3	10,3	0,2	-70,4
BN12	-0,2	1,1	72,1	0,2	10,5	0,1	-174,0
BN13	-0,2	0,2	-143,1	0,2	-26,7	0,3	-109,5
BN14	0,0	1,2	97,8	0,3	-18,2	0,1	-87,5
BN15	0,0	4,5	-98,4	0,1	-16,4	0,2	-110,1
BN17	-0,1	0,9	-100,1	0,1	-22,7	0,3	-118,6
BN20	0,0	1,1	91,5	0,2	-7,4	0,2	-60,6
BNGA	-0,1	2,2	167,3	1,6	39,2	0,4	-77,7
BOAV	0,1	6,7	-158,2	1,3	14,0	0,8	-50,0
BOGA	-0,1	2,5	-170,5	1,5	42,7	0,5	-83,0

Continua na próxima página

TABELA 21 – continuou da página anterior

Estação	$\dot{N}(mm/a)$	$R_1$ (mm)	$\varphi_1$ (graus)	$R_2$ (mm)	$\varphi_2$ (graus)	$R_3$ (mm)	$\varphi_3$ (graus)
BOGT	-0,1	2,5	-170,5	1,5	42,7	0,5	-83,0
BOMJ	-0,2	6,0	-102,2	0,1	63,3	0,1	4,9
BRAZ	-0,1	8,2	-97,3	0,2	-64,5	0,2	-59,8
BRFT	-0,1	3,7	-122,3	0,1	118,8	0,2	65,7
BUE1	0,0	0,7	-125,4	0,2	102,1	0,2	-54,5
BUE2	0,0	0,7	-125,4	0,2	102,1	0,2	-54,5
BUEN	-0,1	1,8	-145,6	1,2	47,9	0,6	-92,8
CAL3	0,1	3,4	-98,9	0,3	44,4	0,2	-91,2
CALI	-0,1	2,1	-145,8	1,2	48,1	0,6	-91,3
CATA	0,0	2,1	-102,8	0,1	-39,3	0,2	-104,8
CAUQ	-0,2	0,7	104,1	0,2	-35,0	0,2	-125,4
CAYN	0,0	5,9	-141,1	0,3	4,8	0,5	-71,5
CBAA	0,1	3,4	-99,8	0,1	-17,4	0,2	-114,8
CBQC	-0,1	0,8	101,5	0,3	-34,5	0,2	-134,3
CBRO	-0,1	1,0	101,2	0,3	-29,9	0,2	-118,7
CDLC	0,1	3,2	-98,8	0,1	-2,9	0,3	-120,6
CEEU	-0,1	3,7	-122,3	0,1	118,8	0,2	65,7
CEFE	-0,1	3,5	-99,4	0,2	-12,9	0,3	2,8
CEFT	-0,1	3,7	-122,3	0,1	118,8	0,2	65,7
CFAG	-0,2	0,9	-108,7	0,1	-12,1	0,3	-99,9
CGTC	0,0	3,7	-98,7	0,1	-5,6	0,2	-117,9
CHAC	0,1	2,5	-100,6	0,2	32,1	0,3	-114,5

Continua na próxima página

TABELA 21 – continuou da página anterior

Estação	$\dot{N}(mm/a)$	$R_1$ (mm)	$\varphi_1$ (graus)	$R_2$ (mm)	$\varphi_2$ (graus)	$R_3$ (mm)	$\varphi_3$ (graus)
CHLT	-0,5	1,2	69,3	0,3	8,8	0,1	-156,9
CHML	-0,2	1,0	104,1	0,2	-22,0	0,2	-90,8
CHMZ	0,0	4,1	-98,7	0,1	-30,5	0,2	-111,6
CHPI	0,0	4,3	-98,0	0,4	-40,1	0,3	-83,1
CHRA	0,0	4,1	-98,9	0,1	42,5	0,2	-104,2
CJNT	0,1	3,4	-100,2	0,1	-19,9	0,3	-113,5
CLL1	-0,1	0,9	101,8	0,3	-32,1	0,2	-122,5
CLLA	0,1	3,8	-99,0	0,1	-21,0	0,2	-114,6
CMPN	0,0	1,4	-98,5	0,1	-14,7	0,3	-121,8
CN37	-0,1	1,0	170,3	1,1	40,5	0,2	-92,5
CN38	0,0	1,3	-177,0	0,9	38,0	0,3	-88,2
COCA	0,1	2,5	-100,6	0,2	32,1	0,3	-114,5
COLO	0,1	3,7	-100,0	0,1	-29,1	0,2	-110,8
CONS	-0,2	0,6	106,4	0,2	-35,7	0,2	-125,3
CONT	-0,1	0,9	99,7	0,3	-33,1	0,2	-143,6
CONZ	-0,1	0,9	99,7	0,3	-33,1	0,2	-143,6
COPO	0,1	1,9	-98,1	0,1	-3,3	0,3	-125,7
COYQ	-0,3	1,2	79,1	0,3	11,6	0,2	-70,7
CRA1	-0,2	4,6	-118,2	0,2	135,0	0,2	32,3
CRBR	0,0	4,5	-98,4	0,1	27,7	0,2	-103,8
CRCS	-0,1	2,3	161,0	0,7	9,0	0,3	-67,7
CRRL	-0,3	0,6	112,6	0,1	0,1	0,3	-84,0

Continua na próxima página

TABELA 21 – continuou da página anterior

Estação	$\dot{N}(mm/a)$	$R_1$ (mm)	$\varphi_1$ (graus)	$R_2$ (mm)	$\varphi_2$ (graus)	$R_3$ (mm)	$\varphi_3$ (graus)
CRSC	0,1	3,5	-98,7	0,1	-3,0	0,2	-119,2
CRUZ	0,1	6,9	-99,3	0,7	52,1	0,4	-69,6
CSLO	-0,1	0,8	-107,8	0,1	-17,2	0,3	-105,0
CTLR	0,1	3,2	-98,6	0,1	1,1	0,3	-121,5
CUCU	-0,1	2,5	161,4	1,5	36,5	0,4	-73,2
CUIB	0,1	9,6	-100,7	0,2	-152,1	0,3	-99,0
DINO	-0,1	1,4	-104,0	0,1	-20,8	0,3	-104,2
EBYP	0,2	2,3	-101,4	0,4	28,9	0,5	-108,4
EESC	0,0	5,5	-96,9	0,5	-55,0	0,4	-87,2
EPSF	0,0	1,3	-107,9	0,1	77,3	0,2	-73,9
ESQU	-0,1	1,2	92,9	0,2	3,8	0,3	-57,3
FLOR	-0,1	2,8	-143,8	1,2	48,1	0,5	-84,6
FORT	-0,1	3,7	-122,3	0,1	118,8	0,2	65,7
FQNE	-0,1	2,5	-177,3	1,6	40,9	0,4	-80,6
GLRV	0,1	4,1	-98,6	0,2	46,5	0,2	-90,9
GOJA	0,0	8,4	-98,1	0,3	-100,6	0,3	-72,0
GOLG	0,1	3,3	-101,4	0,1	-35,6	0,2	-108,1
GUAY	0,0	1,2	-110,2	0,1	87,6	0,2	-80,2
GVAL	-0,2	4,6	-97,4	0,3	-15,5	0,2	-7,1
HLNE	-0,2	0,4	113,3	0,2	-34,2	0,2	-117,9
IBAG	-0,1	2,2	-160,8	1,4	45,5	0,5	-87,1
IGM1	0,0	0,7	-125,8	0,2	103,1	0,3	-56,0

Continua na próxima página

TABELA 21 – continuou da página anterior

Estação	$\dot{N}(mm/a)$	$R_1$ (mm)	$\varphi_1$ (graus)	$R_2$ (mm)	$\varphi_2$ (graus)	$R_3$ (mm)	$\varphi_3$ (graus)
ILHA	0,1	6,7	-97,9	0,4	-83,4	0,3	-75,6
ILOC	-0,2	0,4	110,7	0,2	-35,8	0,2	-124,7
IMBT	0,1	1,8	-103,5	0,2	11,6	0,5	-82,9
IMPZ	0,0	9,7	-119,9	0,8	133,7	0,1	-14,1
IQQE	0,0	3,7	-98,7	0,1	-5,6	0,2	-117,9
IQUI	0,1	5,8	-111,9	1,0	55,3	0,5	-60,4
JBAL	0,0	2,3	-102,4	0,1	-38,8	0,2	-107,5
JRGN	0,1	2,7	-97,9	0,2	7,1	0,3	-125,6
KOUG	0,0	5,6	-141,9	0,4	1,4	0,5	-71,7
KOUR	0,0	5,6	-141,9	0,4	1,4	0,5	-71,7
LAJA	-0,2	1,0	102,7	0,2	-27,3	0,2	-101,8
LBHT	-0,2	5,4	-96,3	0,4	-31,2	0,2	-61,8
LBO_	-0,1	2,5	-170,5	1,5	42,7	0,5	-83,0
LCEN	0,1	2,7	-99,4	0,1	-4,8	0,3	-122,1
LDOL	0,1	3,8	-101,4	0,1	-41,1	0,3	-102,3
LHCL	-0,3	0,5	112,0	0,1	60,2	0,2	-57,0
LLFN	-0,1	1,2	100,1	0,2	-18,1	0,2	-80,0
LMHS	-0,2	1,0	103,4	0,2	-25,0	0,2	-95,7
LNDS	-0,2	0,4	-120,3	0,2	-25,8	0,3	-110,4
LNQM	-0,1	1,1	101,6	0,2	-22,2	0,2	-90,0
LPGS	0,0	0,7	-126,2	0,2	103,6	0,3	-57,4
LPMO	0,1	7,9	-98,6	0,2	43,6	0,2	-86,7

Continua na próxima página

TABELA 21 – continuou da página anterior

Estação	$\dot{N}(mm/a)$	$R_1$ (mm)	$\varphi_1$ (graus)	$R_2$ (mm)	$\varphi_2$ (graus)	$R_3$ (mm)	$\varphi_3$ (graus)
LSCH	0,0	1,2	-98,3	0,1	-17,6	0,3	-121,9
LSTA	0,1	1,3	-110,7	0,2	35,4	0,5	-92,4
LYAR	0,0	4,3	-98,5	0,1	-1,7	0,2	-111,9
MA00	0,0	1,6	168,6	1,1	38,4	0,3	-81,0
MA01	-0,2	0,9	103,9	0,1	9,6	0,3	-67,1
MA02	0,0	0,7	-125,8	0,2	103,1	0,3	-56,0
MABA	0,1	10,8	-119,6	0,7	131,1	0,2	-42,4
MABS	-0,1	8,9	-111,5	0,6	130,9	0,1	-23,7
MAPA	0,1	9,3	-135,8	0,3	129,6	0,5	-64,4
MAUL	-0,3	0,7	108,2	0,2	-29,2	0,2	-104,5
MCL1	0,1	3,0	-98,4	0,1	3,3	0,3	-123,4
MCLA	-0,2	6,0	-97,1	0,3	-18,3	0,1	-32,9
MEDE	-0,1	1,6	-174,5	1,4	44,6	0,4	-87,1
MELP	-0,2	0,2	162,1	0,2	-30,6	0,3	-112,8
MGBH	-0,2	5,4	-96,3	0,4	-31,2	0,2	-61,8
MGIN	0,0	4,9	-97,1	0,4	-46,3	0,4	-89,3
MGMC	-0,2	6,0	-97,1	0,3	-18,3	0,1	-32,9
MGRP	-0,2	6,6	-96,2	0,5	-46,9	0,3	-83,1
MGUB	-0,1	7,4	-96,7	0,4	-64,4	0,3	-75,7
MGUE	-0,3	0,6	113,1	0,1	-15,5	0,3	-92,4
MGVA	-0,1	5,0	-97,0	0,4	-42,5	0,3	-85,7
MHIN	0,0	1,2	98,3	0,3	-20,7	0,1	-101,0

Continua na próxima página



TABELA 21 – continuou da página anterior

Estação	$\dot{N}(mm/a)$	$R_1$ (mm)	$\varphi_1$ (graus)	$R_2$ (mm)	$\varphi_2$ (graus)	$R_3$ (mm)	$\varphi_3$ (graus)
MPL2	0,0	0,2	-146,9	0,2	108,3	0,3	-36,8
MSCG	0,2	6,5	-99,4	0,3	-74,8	0,3	-106,1
MTBA	0,0	9,6	-98,5	0,2	-118,6	0,2	-69,5
MTCN	0,1	10,6	-99,4	0,2	-139,6	0,2	-63,3
MTCO	0,1	12,0	-101,9	0,2	107,9	0,3	-84,1
MTSF	0,0	10,8	-100,5	0,1	175,8	0,2	-54,2
MTSR	0,1	11,4	-101,2	0,1	177,8	0,3	-86,9
MTVB	0,2	9,5	-101,7	0,2	179,8	0,4	-97,5
MZAC	-0,2	0,5	-119,1	0,1	-11,0	0,3	-99,1
MZAE	-0,3	0,4	-128,8	0,1	-4,4	0,3	-95,1
MZAS	-0,3	0,3	145,4	0,1	-1,0	0,3	-90,6
MZAU	-0,3	0,2	-164,4	0,1	-14,5	0,3	-98,9
NAUS	0,3	15,3	-132,9	1,6	31,2	0,8	-61,4
NEIA	0,1	3,1	-99,0	0,3	-25,6	0,5	-89,7
NESA	-0,2	0,5	107,2	0,2	70,5	0,2	-37,9
NEV1	-0,1	2,7	-151,4	1,3	46,8	0,5	-85,0
NGAQ	0,1	2,8	-100,8	0,2	19,2	0,3	-114,1
NIEB	0,0	1,2	97,8	0,3	-18,2	0,1	-87,5
NIHU	-0,2	0,8	102,7	0,2	-33,8	0,2	-124,6
NRVL	-0,2	0,7	104,1	0,2	-35,0	0,2	-125,4
NZCA	0,1	3,9	-98,8	0,2	47,0	0,2	-90,9
ONRJ	0,0	3,8	-98,7	0,3	-35,1	0,2	-63,6

Continua na próxima página

TABELA 21 – continuou da página anterior

Estação	$\dot{N}(mm/a)$	$R_1$ (mm)	$\varphi_1$ (graus)	$R_2$ (mm)	$\varphi_2$ (graus)	$R_3$ (mm)	$\varphi_3$ (graus)
OSOR	0,0	1,2	96,3	0,2	-13,4	0,2	-69,1
OURI	0,1	4,9	-97,2	0,4	-55,4	0,4	-85,4
OVLL	-0,1	0,9	-100,1	0,1	-22,7	0,3	-118,6
PAAT	0,1	12,2	-128,5	0,6	116,9	0,4	-52,9
PAIT	0,2	14,3	-127,2	0,7	59,4	0,6	-57,3
PAM2	-0,1	2,4	165,1	1,6	37,8	0,4	-75,3
PARA	0,2	3,2	-98,2	0,3	-18,5	0,5	-90,3
PBCG	-0,1	2,8	-124,4	0,0	-10,4	0,2	39,4
PCCL	0,0	4,5	-98,4	0,1	-16,4	0,2	-110,1
PCLM	-0,2	0,3	124,3	0,2	-33,8	0,2	-117,8
PEJ1	-0,1	0,4	-139,7	0,2	95,7	0,2	-41,0
PELL	-0,1	0,7	102,7	0,2	-35,8	0,2	-134,5
PEPE	-0,2	5,2	-112,9	0,2	142,0	0,2	11,9
PER2	-0,1	2,0	-161,4	1,4	45,9	0,5	-88,9
PISR	-0,2	6,4	-110,2	0,3	138,0	0,1	-3,2
PITN	-0,1	6,7	-120,3	0,6	131,5	0,2	66,5
PMB1	0,1	5,5	-146,1	0,7	-6,1	0,7	-67,8
PMO1	0,0	1,2	95,8	0,2	-10,1	0,2	-62,1
PMQE	-0,2	0,4	113,3	0,2	-34,2	0,2	-117,9
POAL	0,1	1,2	-111,4	0,2	25,7	0,5	-83,4
POLI	0,1	4,0	-98,1	0,4	-41,4	0,4	-90,4
POPA	-0,1	2,4	-141,2	1,2	48,5	0,6	-89,9

Continua na próxima página

TABELA 21 – continuou da página anterior

Estação	$\dot{N}(mm/a)$	$R_1$ (mm)	$\varphi_1$ (graus)	$R_2$ (mm)	$\varphi_2$ (graus)	$R_3$ (mm)	$\varphi_3$ (graus)
POVE	0,2	12,6	-104,0	0,5	87,0	0,5	-65,8
PPTTE	0,2	5,2	-97,5	0,4	-62,6	0,4	-83,9
PRGU	0,2	3,2	-97,9	0,3	-8,4	0,5	-93,3
PRNA	0,0	1,3	-108,5	0,1	81,6	0,2	-76,2
PSTO	-0,1	2,6	-135,1	1,1	48,8	0,6	-89,2
PTCL	0,0	4,3	-98,5	0,1	12,6	0,2	-110,3
PTRE	0,0	4,7	-98,3	0,1	-30,1	0,2	-108,0
QUI2	0,0	2,7	-126,6	0,9	48,8	0,5	-88,8
RANC	-0,2	0,9	102,7	0,2	-30,9	0,2	-113,4
RECF	-0,1	2,4	-126,2	0,1	-33,0	0,2	32,9
RGAO	-0,3	0,3	156,0	0,1	-14,6	0,3	-97,5
RIO2	-0,1	1,0	72,2	0,2	19,1	0,1	-142,7
RIO4	-0,2	0,8	-114,1	0,1	44,8	0,2	-70,4
RIOB	0,1	9,9	-100,4	0,4	66,0	0,3	-68,4
RIOD	0,0	3,8	-98,7	0,3	-35,1	0,2	-63,6
RIOG	-0,1	1,0	72,2	0,2	19,1	0,1	-142,7
RIOF	0,0	2,9	-120,5	0,8	50,0	0,4	-88,1
RJCG	0,0	3,5	-99,2	0,2	-23,3	0,2	-18,2
RMLS	-0,1	1,2	100,5	0,2	-10,8	0,2	-68,1
RNMO	-0,1	3,4	-122,2	0,1	116,1	0,2	54,4
RNNA	-0,1	2,6	-124,7	0,0	17,7	0,2	50,4
ROCD	0,2	10,8	-101,9	0,3	156,8	0,4	-94,6

Continua na próxima página

TABELA 21 – continuou da página anterior

Estação	$\dot{N}(mm/a)$	$R_1$ (mm)	$\varphi_1$ (graus)	$R_2$ (mm)	$\varphi_2$ (graus)	$R_3$ (mm)	$\varphi_3$ (graus)
ROGM	0,2	10,9	-101,1	0,3	99,9	0,4	-76,9
ROJI	0,2	11,9	-102,0	0,3	119,6	0,4	-80,5
ROSA	0,3	4,8	-97,9	0,3	-47,8	0,4	-93,4
RWSN	-0,1	0,7	96,9	0,2	44,8	0,3	-63,3
S031	0,0	0,7	-125,4	0,2	102,1	0,2	-54,5
S061	0,0	2,7	-126,6	0,9	48,8	0,5	-88,8
SAGA	0,1	7,4	-139,1	1,8	34,3	0,6	-56,8
SALC	0,1	3,4	-101,1	0,1	-32,5	0,3	-108,8
SALU	-0,1	6,8	-125,8	0,6	136,2	0,2	85,7
SALV	-0,1	3,5	-110,1	0,1	-6,2	0,3	31,2
SANP	-0,2	0,2	162,1	0,2	-30,6	0,3	-112,8
SANT	-0,2	0,2	-143,1	0,2	-26,7	0,3	-109,5
SAVO	-0,1	3,3	-112,3	0,1	-13,0	0,3	30,7
SBAL	0,0	1,7	-104,0	0,1	56,9	0,1	-86,6
SCCH	0,2	2,2	-101,4	0,4	20,7	0,5	-97,1
SCLA	0,2	2,0	-102,0	0,3	16,9	0,6	-88,5
SCR1	0,2	6,8	-99,6	0,1	-122,9	0,3	-103,0
SINC	-0,1	1,2	166,3	1,3	41,9	0,3	-84,6
SJRP	0,0	6,3	-97,1	0,5	-68,8	0,4	-79,1
SJUA	0,1	3,5	-99,5	0,2	47,8	0,2	-93,9
SL01	-0,2	0,6	-119,6	0,1	17,9	0,2	-84,3
SMAR	0,1	1,3	-110,7	0,2	35,4	0,5	-92,4

Continua na próxima página

TABELA 21 – continuou da página anterior

Estação	$\dot{N}(mm/a)$	$R_1$ (mm)	$\varphi_1$ (graus)	$R_2$ (mm)	$\varphi_2$ (graus)	$R_3$ (mm)	$\varphi_3$ (graus)
SPAR	0,1	6,0	-97,4	0,4	-71,6	0,4	-78,7
SPBO	0,1	4,8	-97,2	0,4	-51,6	0,4	-88,3
SPCA	0,0	4,7	-97,3	0,4	-48,3	0,4	-89,9
SPJA	0,0	5,9	-96,9	0,5	-59,9	0,4	-84,4
SRGD	0,1	3,2	-99,1	0,1	-6,0	0,3	-119,6
SRNW	0,1	5,3	-149,6	0,8	-7,1	0,8	-65,1
SRSA	0,1	3,4	-101,3	0,1	-38,0	0,3	-106,9
SRZN	0,1	5,9	-146,6	0,7	-5,4	0,7	-66,3
SSA1	-0,1	3,5	-111,1	0,1	-9,4	0,3	30,3
SUAR	-0,2	0,2	173,0	0,2	100,3	0,2	-29,3
SVIC	0,2	2,4	-100,6	0,4	20,9	0,5	-104,1
TERO	0,0	2,4	-102,4	0,1	-36,4	0,2	-103,5
TIL2	0,1	3,6	-101,3	0,1	-45,2	0,3	-104,1
TMCO	-0,1	1,2	99,4	0,3	-22,9	0,1	-104,0
TOGU	0,0	10,1	-100,6	0,1	175,8	0,1	-43,9
TOLO	0,0	1,1	-99,7	0,1	-20,1	0,3	-118,0
TOPL	-0,1	9,7	-103,3	0,2	135,7	0,1	-42,4
TQPL	0,0	4,7	-98,2	0,1	-1,7	0,2	-105,7
TRGN	-0,1	1,1	99,7	0,3	-25,6	0,1	-115,1
TRNC	0,1	2,8	-101,8	0,1	-37,6	0,2	-108,9
TRTA	0,0	5,0	-98,1	0,1	-18,1	0,1	-104,2
TUCU	0,0	2,7	-102,0	0,1	-38,6	0,2	-108,6

Continua na próxima página

TABELA 21 – continuou da página anterior

Estação	$\dot{N}(mm/a)$	$R_1$ (mm)	$\varphi_1$ (graus)	$R_2$ (mm)	$\varphi_2$ (graus)	$R_3$ (mm)	$\varphi_3$ (graus)
TUNA	-0,1	2,6	176,2	1,6	39,1	0,4	-77,9
UBA1	0,0	4,1	-98,3	0,4	-40,8	0,3	-86,5
UBER	-0,1	7,4	-96,7	0,4	-64,4	0,3	-75,7
UCNF	0,1	2,7	-98,2	0,2	3,9	0,3	-124,9
UCOR	-0,1	1,3	-106,5	0,1	14,8	0,2	-76,2
UDEC	-0,1	1,0	101,2	0,3	-29,9	0,2	-118,7
UEPP	0,2	5,2	-97,5	0,4	-62,6	0,4	-83,9
UFPR	0,2	3,2	-98,2	0,3	-18,5	0,5	-90,3
UNPA	-0,2	1,1	71,1	0,3	13,5	0,1	-161,4
UNRO	0,0	1,1	-111,6	0,1	83,6	0,2	-65,6
UNSA	0,1	3,3	-101,5	0,1	-39,4	0,2	-106,6
UNSJ	-0,1	0,8	-108,3	0,1	-14,7	0,3	-102,5
URUS	0,1	5,8	-98,0	0,1	-71,2	0,2	-102,4
UTAR	0,0	4,5	-98,4	0,1	-16,4	0,2	-110,1
UTUR	0,1	3,8	-100,2	0,1	-36,5	0,2	-108,2
UYLP	0,0	0,6	-125,9	0,1	75,8	0,3	-67,2
UYPA	0,0	1,1	-114,5	0,1	94,3	0,2	-78,5
UYRO	0,1	0,7	-126,0	0,1	57,3	0,3	-74,2
UYSO	0,0	0,9	-118,9	0,1	99,0	0,2	-69,2
VAL2	-0,1	1,4	167,9	1,3	40,1	0,3	-84,5
VALP	-0,2	0,2	-148,4	0,2	-31,7	0,3	-117,7
VARG	-0,1	5,0	-97,0	0,4	-42,5	0,3	-85,7

Continua na próxima página

**TABELA 21 – continuou da página anterior**

<b>Estação</b>	$\dot{N}(mm/a)$	$R_1$ (mm)	$\varphi_1$ (graus)	$R_2$ (mm)	$\varphi_2$ (graus)	$R_3$ (mm)	$\varphi_3$ (graus)
VBCA	-0,2	0,3	127,2	0,2	94,4	0,2	-22,5
VICO	-0,1	4,6	-97,1	0,3	-28,7	0,2	-44,4
VIVI	-0,1	2,8	-169,7	1,5	41,7	0,5	-80,0
VLZL	0,1	3,0	-98,7	0,1	0,0	0,3	-122,6
VMAG	-0,1	1,3	166,2	1,4	41,6	0,3	-84,0
YCBA	0,1	4,3	-101,0	0,1	-52,5	0,3	-99,3
ZAPA	-0,2	0,3	-119,9	0,2	-28,4	0,3	-113,9
ZARZ	-0,1	1,9	-154,7	1,3	47,0	0,5	-90,4

A.5 DESVIO PADRÃO DOS PARÂMETROS ESTIMADOS COM BASE NAS SÉRIES TEMPORAIS DO GEOIDE

**TABELA 22 – continuou da página anterior**

<b>Estação</b>	$\sigma_{\dot{N}}(mm/a)$	$\sigma_{R_1}$ (mm)	$\sigma_{\varphi_1}$ (graus)	$\sigma_{R_2}$ (mm)	$\sigma_{\varphi_2}$ (graus)	$\sigma_{R_3}$ (mm)	$\sigma_{\varphi_3}$ (graus)
ABCC	0,0	0,2	4,5	0,2	7,3	0,2	23,6
ABPD	0,0	0,2	4,2	0,2	7,4	0,2	22,8
ABPW	0,0	0,2	4,3	0,2	7,4	0,2	25,2
AGCA	0,0	0,2	6,9	0,2	8,2	0,2	35,3
ALAR	0,0	0,2	3,4	0,2	193,1	0,2	50,4
ALUM	0,0	0,2	4,2	0,2	104,2	0,2	41,9
AMCO	0,1	0,4	1,9	0,4	15,9	0,4	40,5
ANTC	0,0	0,2	9,7	0,2	40,4	0,2	53,7
APSA	0,1	0,3	1,9	0,3	53,3	0,3	41,0
ARCA	0,0	0,3	4,3	0,2	9,8	0,3	35,6
ARCO	0,0	0,2	9,5	0,2	32,8	0,2	62,0
AREQ	0,0	0,2	2,0	0,2	115,2	0,2	61,5
AREV	0,0	0,2	2,0	0,2	115,2	0,2	61,5
ATIC	0,0	0,1	2,3	0,1	50,9	0,2	41,4
ATJN	0,0	0,1	2,1	0,1	93,2	0,2	48,4
AUTF	0,0	0,1	6,0	0,1	26,5	0,1	62,9
AZUL	0,0	0,2	39,3	0,2	59,8	0,2	54,6
BABR	0,1	0,3	2,2	0,3	153,4	0,3	278,1
BAIR	0,0	0,2	2,6	0,2	125,2	0,2	99,3
BATF	0,0	0,2	3,1	0,2	47,5	0,2	39,0

Continua na próxima página



TABELA 22 – continuou da página anterior

Estação	$\sigma_{\dot{N}}(mm/a)$	$\sigma_{R_1}$ (mm)	$\sigma_{\varphi_1}$ (graus)	$\sigma_{R_2}$ (mm)	$\sigma_{\varphi_2}$ (graus)	$\sigma_{R_3}$ (mm)	$\sigma_{\varphi_3}$ (graus)
BAVC	0,0	0,2	2,9	0,2	78,0	0,2	51,0
BAVE	0,0	0,2	36,3	0,2	58,4	0,2	36,0
BCAR	0,0	0,2	46,7	0,2	60,8	0,2	39,8
BEJ1	0,0	0,2	6,0	0,2	7,8	0,2	32,2
BELE	0,1	0,3	1,9	0,3	29,2	0,3	143,2
BER1	0,0	0,2	5,5	0,2	7,5	0,2	27,7
BN01	0,0	0,1	2,3	0,1	81,6	0,1	40,5
BN02	0,0	0,1	3,0	0,1	52,4	0,1	25,7
BN05	0,0	0,2	53,3	0,2	51,2	0,2	34,6
BN06	0,0	0,2	36,3	0,2	58,4	0,2	36,0
BN07	0,0	0,2	17,4	0,2	45,9	0,2	43,8
BN08	0,0	0,2	10,4	0,2	33,6	0,2	58,1
BN11	0,0	0,1	5,9	0,1	25,7	0,1	44,3
BN12	0,0	0,1	6,4	0,1	28,5	0,1	73,0
BN13	0,0	0,2	42,2	0,2	59,8	0,2	32,7
BN14	0,0	0,1	7,3	0,1	32,3	0,2	60,8
BN15	0,0	0,2	2,1	0,2	107,6	0,2	57,5
BN17	0,0	0,1	9,6	0,1	60,7	0,2	28,4
BN20	0,0	0,1	6,5	0,1	34,1	0,1	34,4
BNGA	0,0	0,2	5,6	0,2	8,0	0,2	33,0
BOAV	0,1	0,4	3,5	0,4	18,1	0,4	29,6
BOGA	0,0	0,2	4,5	0,2	7,3	0,2	23,6

Continua na próxima página

TABELA 22 – continuou da página anterior

Estação	$\sigma_{\dot{N}}(mm/a)$	$\sigma_{R_1}$ (mm)	$\sigma_{\varphi_1}$ (graus)	$\sigma_{R_2}$ (mm)	$\sigma_{\varphi_2}$ (graus)	$\sigma_{R_3}$ (mm)	$\sigma_{\varphi_3}$ (graus)
BOGT	0,0	0,2	4,5	0,2	7,3	0,2	23,6
BOMJ	0,0	0,3	2,5	0,3	268,2	0,3	147,4
BRAZ	0,1	0,3	2,0	0,3	66,5	0,3	102,0
BRFT	0,0	0,2	3,3	0,2	88,0	0,2	52,7
BUE1	0,0	0,2	21,6	0,2	76,2	0,3	59,9
BUE2	0,0	0,2	21,6	0,2	76,2	0,3	59,9
BUEN	0,0	0,2	4,9	0,2	7,7	0,2	15,4
CAL3	0,0	0,1	2,5	0,1	24,3	0,2	33,9
CALI	0,0	0,2	4,4	0,2	7,7	0,2	15,7
CATA	0,0	0,2	5,1	0,2	145,3	0,2	56,9
CAUQ	0,0	0,2	13,9	0,2	40,8	0,2	49,0
CAYN	0,0	0,2	2,3	0,2	45,5	0,3	26,3
CBAA	0,0	0,1	2,4	0,1	73,9	0,2	32,7
CBQC	0,0	0,2	11,8	0,2	36,7	0,2	54,1
CBRO	0,0	0,2	9,6	0,2	37,2	0,2	57,7
CDLC	0,0	0,1	2,5	0,1	64,4	0,1	30,9
CEEU	0,0	0,2	3,3	0,2	88,0	0,2	52,7
CEFE	0,0	0,2	3,1	0,2	47,0	0,2	41,8
CEFT	0,0	0,2	3,3	0,2	88,0	0,2	52,7
CFAG	0,0	0,2	12,0	0,2	86,2	0,2	34,9
CGTC	0,0	0,1	2,3	0,1	81,6	0,1	40,5
CHAC	0,0	0,2	5,8	0,3	58,6	0,3	43,3

Continua na próxima página

TABELA 22 – continuou da página anterior

Estação	$\sigma_{\dot{N}}(mm/a)$	$\sigma_{R_1}$ (mm)	$\sigma_{\varphi_1}$ (graus)	$\sigma_{R_2}$ (mm)	$\sigma_{\varphi_2}$ (graus)	$\sigma_{R_3}$ (mm)	$\sigma_{\varphi_3}$ (graus)
CHLT	0,0	0,1	6,2	0,1	27,2	0,1	78,6
CHML	0,0	0,2	10,9	0,2	55,5	0,2	44,1
CHMZ	0,0	0,1	2,1	0,2	89,3	0,2	48,9
CHPI	0,0	0,2	2,6	0,2	30,7	0,2	34,8
CHRA	0,0	0,2	2,2	0,2	68,3	0,2	45,9
CJNT	0,0	0,1	2,5	0,1	76,8	0,2	32,4
CLL1	0,0	0,2	10,5	0,2	38,2	0,2	54,9
CLLA	0,0	0,1	2,2	0,1	82,7	0,2	41,0
CMPN	0,0	0,1	6,4	0,2	65,6	0,2	27,4
CN37	0,0	0,2	9,3	0,2	8,5	0,2	39,8
CN38	0,0	0,2	7,9	0,2	11,2	0,2	34,8
COCA	0,0	0,2	5,8	0,3	58,6	0,3	43,3
COLO	0,0	0,1	2,3	0,1	84,3	0,2	35,4
CONS	0,0	0,2	17,0	0,2	42,3	0,2	46,1
CONT	0,0	0,2	10,4	0,2	33,6	0,2	58,1
CONZ	0,0	0,2	10,4	0,2	33,6	0,2	58,1
COPO	0,0	0,2	4,6	0,2	59,2	0,2	26,3
COYQ	0,0	0,1	6,0	0,1	25,4	0,1	42,6
CRA1	0,0	0,3	3,2	0,3	77,7	0,3	77,9
CRBR	0,0	0,2	2,1	0,2	96,8	0,2	54,5
CRCS	0,0	0,2	5,6	0,2	18,6	0,2	41,3
CRRL	0,0	0,2	18,7	0,2	96,3	0,2	40,6

Continua na próxima página

TABELA 22 – continuou da página anterior

Estação	$\sigma_{\dot{N}}(mm/a)$	$\sigma_{R_1}$ (mm)	$\sigma_{\varphi_1}$ (graus)	$\sigma_{R_2}$ (mm)	$\sigma_{\varphi_2}$ (graus)	$\sigma_{R_3}$ (mm)	$\sigma_{\varphi_3}$ (graus)
CRSC	0,0	0,1	2,3	0,1	76,1	0,1	37,2
CRUZ	0,0	0,2	2,0	0,2	21,0	0,3	34,3
CSLO	0,0	0,2	12,7	0,2	75,2	0,2	31,3
CTLR	0,0	0,1	2,5	0,1	65,7	0,1	31,7
CUCU	0,0	0,2	5,4	0,2	8,7	0,2	35,4
CUIB	0,0	0,2	1,4	0,2	70,6	0,2	44,3
DINO	0,0	0,2	7,5	0,2	97,4	0,2	38,9
EBYP	0,0	0,3	6,5	0,3	40,3	0,3	31,5
EESC	0,0	0,2	2,4	0,2	28,0	0,2	31,6
EPSF	0,1	0,3	12,4	0,3	147,8	0,3	97,1
ESQU	0,0	0,1	6,6	0,1	38,3	0,1	26,0
FLOR	0,0	0,2	3,5	0,2	8,1	0,2	17,7
FORT	0,0	0,2	3,3	0,2	88,0	0,2	52,7
FQNE	0,0	0,2	4,5	0,2	7,4	0,2	26,3
GLRV	0,0	0,2	2,2	0,2	42,4	0,2	39,6
GOJA	0,0	0,2	1,5	0,2	40,2	0,2	47,8
GOLG	0,0	0,2	2,9	0,2	109,6	0,2	36,9
GUAY	0,1	0,3	13,1	0,3	134,0	0,3	78,4
GVAL	0,0	0,2	3,0	0,2	44,8	0,2	69,9
HLNE	0,0	0,2	23,0	0,2	47,5	0,2	41,3
IBAG	0,0	0,2	4,6	0,2	7,3	0,2	19,8
IGM1	0,0	0,2	21,2	0,2	77,4	0,3	55,6

Continua na próxima página

TABELA 22 – continuou da página anterior

Estação	$\sigma_{\dot{N}}(mm/a)$	$\sigma_{R_1}$ (mm)	$\sigma_{\varphi_1}$ (graus)	$\sigma_{R_2}$ (mm)	$\sigma_{\varphi_2}$ (graus)	$\sigma_{R_3}$ (mm)	$\sigma_{\varphi_3}$ (graus)
ILHA	0,0	0,2	1,9	0,2	31,4	0,2	40,1
ILOC	0,0	0,2	22,4	0,2	43,8	0,2	43,3
IMBT	0,0	0,2	5,4	0,2	44,0	0,2	17,6
IMPZ	0,1	0,3	2,0	0,3	25,9	0,3	138,1
IQQE	0,0	0,1	2,3	0,1	81,6	0,1	40,5
IQUI	0,0	0,2	2,5	0,2	13,7	0,3	26,5
JBAL	0,0	0,2	4,7	0,2	138,4	0,2	53,5
JRGN	0,0	0,1	2,9	0,1	52,8	0,1	25,7
KOUG	0,0	0,2	2,4	0,2	36,5	0,2	25,2
KOUR	0,0	0,2	2,4	0,2	36,5	0,2	25,2
LAJA	0,0	0,2	10,0	0,2	44,4	0,2	49,8
LBHT	0,1	0,3	2,9	0,3	37,9	0,3	75,4
LBO_	0,0	0,2	4,5	0,2	7,3	0,2	23,6
LCEN	0,0	0,2	3,3	0,2	59,1	0,2	28,3
LDOL	0,0	0,2	2,6	0,2	123,7	0,2	36,2
LHCL	0,0	0,2	21,4	0,2	106,3	0,2	53,6
LLFN	0,0	0,2	7,7	0,2	38,3	0,2	49,2
LMHS	0,0	0,2	10,4	0,2	49,3	0,2	46,6
LNDS	0,0	0,2	26,8	0,2	60,4	0,2	31,4
LNQM	0,0	0,2	8,7	0,2	42,4	0,2	50,1
LPGS	0,0	0,2	21,0	0,2	79,7	0,2	51,8
LPMO	0,0	0,2	1,8	0,2	83,3	0,3	68,2

Continua na próxima página

TABELA 22 – continuou da página anterior

Estação	$\sigma_{\dot{N}}(mm/a)$	$\sigma_{R_1}$ (mm)	$\sigma_{\varphi_1}$ (graus)	$\sigma_{R_2}$ (mm)	$\sigma_{\varphi_2}$ (graus)	$\sigma_{R_3}$ (mm)	$\sigma_{\varphi_3}$ (graus)
LSCH	0,0	0,1	7,3	0,1	62,8	0,2	27,5
LSTA	0,0	0,2	10,2	0,2	57,3	0,3	27,5
LYAR	0,0	0,2	2,1	0,2	104,2	0,2	53,6
MA00	0,0	0,2	7,5	0,2	10,5	0,2	36,9
MA01	0,0	0,2	11,2	0,2	81,9	0,2	39,6
MA02	0,0	0,2	21,2	0,2	77,4	0,3	55,6
MABA	0,1	0,4	1,9	0,4	29,7	0,4	93,2
MABS	0,1	0,3	2,0	0,3	32,0	0,3	143,3
MAPA	0,1	0,3	1,9	0,3	61,1	0,3	38,0
MAUL	0,0	0,2	15,3	0,2	54,3	0,2	41,9
MCL1	0,0	0,1	2,7	0,1	57,4	0,1	27,8
MCLA	0,1	0,3	2,8	0,3	56,6	0,3	128,4
MEDE	0,0	0,2	6,6	0,2	7,3	0,2	24,3
MELP	0,0	0,2	53,2	0,2	54,3	0,2	35,3
MGBH	0,1	0,3	2,9	0,3	37,9	0,3	75,4
MGIN	0,0	0,2	2,5	0,2	28,5	0,2	31,7
MGMC	0,1	0,3	2,8	0,3	56,6	0,3	128,4
MGRP	0,1	0,3	2,5	0,3	34,6	0,3	57,6
MGUB	0,1	0,3	2,1	0,3	34,6	0,3	51,8
MGUE	0,0	0,2	18,7	0,2	77,2	0,2	38,8
MGVA	0,0	0,2	2,6	0,2	30,4	0,2	39,6
MHIN	0,0	0,1	7,5	0,1	31,9	0,2	67,9

Continua na próxima página

TABELA 22 – continuou da página anterior

Estação	$\sigma_{\dot{N}}(mm/a)$	$\sigma_{R_1}$ (mm)	$\sigma_{\varphi_1}$ (graus)	$\sigma_{R_2}$ (mm)	$\sigma_{\varphi_2}$ (graus)	$\sigma_{R_3}$ (mm)	$\sigma_{\varphi_3}$ (graus)
MPL2	0,0	0,2	54,6	0,2	65,0	0,2	36,1
MSCG	0,0	0,2	1,8	0,2	46,5	0,2	37,0
MTBA	0,0	0,2	1,4	0,2	59,6	0,3	58,4
MTCN	0,1	0,3	1,5	0,3	94,0	0,3	73,3
MTCO	0,1	0,3	1,4	0,3	110,1	0,3	57,2
MTSF	0,1	0,3	1,6	0,3	161,8	0,3	102,8
MTSR	0,1	0,3	1,4	0,3	112,0	0,3	53,6
MTVB	0,0	0,3	1,6	0,3	69,7	0,3	38,4
MZAC	0,0	0,2	20,6	0,2	80,2	0,2	33,4
MZAE	0,0	0,2	26,6	0,2	86,3	0,2	35,5
MZAS	0,0	0,2	38,1	0,2	92,3	0,2	37,9
MZAU	0,0	0,2	43,8	0,2	76,4	0,2	33,9
NAUS	0,1	0,5	2,0	0,5	18,4	0,5	39,4
NEIA	0,0	0,2	3,0	0,2	34,3	0,2	18,8
NESA	0,0	0,2	19,4	0,2	60,9	0,2	49,3
NEV1	0,0	0,2	3,8	0,2	7,7	0,2	18,6
NGAQ	0,0	0,2	4,8	0,2	84,2	0,2	50,3
NIEB	0,0	0,1	7,3	0,1	32,3	0,2	60,8
NIHU	0,0	0,2	11,9	0,2	39,4	0,2	51,9
NRVL	0,0	0,2	13,9	0,2	40,8	0,2	49,0
NZCA	0,0	0,2	2,3	0,2	38,6	0,2	38,5
ONRJ	0,0	0,2	2,8	0,2	35,5	0,2	43,7

Continua na próxima página

TABELA 22 – continuou da página anterior

Estação	$\sigma_{\dot{N}}(mm/a)$	$\sigma_{R_1}$ (mm)	$\sigma_{\varphi_1}$ (graus)	$\sigma_{R_2}$ (mm)	$\sigma_{\varphi_2}$ (graus)	$\sigma_{R_3}$ (mm)	$\sigma_{\varphi_3}$ (graus)
OSOR	0,0	0,1	6,9	0,1	33,5	0,1	45,0
OURI	0,0	0,2	2,5	0,2	30,4	0,2	27,6
OVLL	0,0	0,1	9,6	0,1	60,7	0,2	28,4
PAAT	0,1	0,4	1,9	0,4	40,5	0,4	55,3
PAIT	0,1	0,5	1,9	0,5	36,0	0,5	46,9
PAM2	0,0	0,2	5,3	0,2	8,2	0,2	33,8
PARA	0,0	0,2	3,3	0,2	35,2	0,2	19,6
PBCG	0,0	0,2	3,6	0,2	442,4	0,2	51,7
PCCL	0,0	0,2	2,1	0,2	107,6	0,2	57,5
PCLM	0,0	0,2	33,8	0,2	48,8	0,2	38,8
PEJ1	0,0	0,2	37,0	0,2	74,7	0,2	77,8
PELL	0,0	0,2	13,8	0,2	38,0	0,2	51,0
PEPE	0,0	0,2	2,8	0,3	76,7	0,2	90,7
PER2	0,0	0,2	5,2	0,2	7,3	0,2	19,5
PISR	0,1	0,3	2,5	0,3	48,2	0,3	146,3
PITN	0,1	0,3	2,6	0,3	28,1	0,3	104,3
PMB1	0,1	0,3	2,8	0,3	23,6	0,3	21,8
PMO1	0,0	0,1	6,8	0,1	35,5	0,1	36,2
PMQE	0,0	0,2	23,0	0,2	47,5	0,2	41,3
POAL	0,0	0,2	9,5	0,2	53,2	0,2	21,9
POLI	0,0	0,2	2,6	0,2	28,9	0,2	23,2
POPA	0,0	0,2	3,9	0,2	8,1	0,2	15,6

Continua na próxima página



TABELA 22 – continuou da página anterior

Estação	$\sigma_{\dot{N}}(mm/a)$	$\sigma_{R_1}$ (mm)	$\sigma_{\varphi_1}$ (graus)	$\sigma_{R_2}$ (mm)	$\sigma_{\varphi_2}$ (graus)	$\sigma_{R_3}$ (mm)	$\sigma_{\varphi_3}$ (graus)
POVE	0,1	0,3	1,6	0,3	36,2	0,4	39,4
PPTTE	0,0	0,2	2,4	0,2	33,0	0,2	33,2
PRGU	0,0	0,2	3,8	0,2	35,6	0,2	23,0
PRNA	0,1	0,3	12,6	0,3	141,9	0,3	91,5
PSTO	0,0	0,2	3,6	0,2	8,6	0,2	15,7
PTCL	0,0	0,2	2,1	0,2	102,7	0,2	53,2
PTRE	0,0	0,2	2,0	0,2	105,6	0,2	60,6
QUI2	0,0	0,2	3,3	0,2	9,9	0,2	17,2
RANC	0,0	0,2	10,7	0,2	41,5	0,2	51,6
RECF	0,0	0,2	3,6	0,2	159,7	0,2	48,6
RGAO	0,0	0,2	42,4	0,2	77,3	0,2	35,1
RIO2	0,0	0,1	6,2	0,1	26,1	0,1	72,1
RIO4	0,0	0,2	17,5	0,2	122,7	0,2	75,2
RIOB	0,1	0,3	1,7	0,3	42,6	0,3	56,9
RIOD	0,0	0,2	2,8	0,2	35,5	0,2	43,7
RIOG	0,0	0,1	6,2	0,1	26,1	0,1	72,1
RIOPI	0,0	0,2	3,1	0,2	11,2	0,2	19,9
RJCG	0,0	0,2	3,0	0,2	44,6	0,2	48,1
RMLS	0,0	0,2	7,8	0,2	45,5	0,2	38,9
RNMO	0,0	0,2	3,5	0,2	146,8	0,2	53,0
RNNA	0,0	0,2	3,6	0,2	483,2	0,2	45,7
ROCD	0,1	0,3	1,5	0,3	62,5	0,3	39,7

Continua na próxima página

TABELA 22 – continuou da página anterior

Estação	$\sigma_{\dot{N}}(mm/a)$	$\sigma_{R_1}$ (mm)	$\sigma_{\varphi_1}$ (graus)	$\sigma_{R_2}$ (mm)	$\sigma_{\varphi_2}$ (graus)	$\sigma_{R_3}$ (mm)	$\sigma_{\varphi_3}$ (graus)
ROGM	0,1	0,3	1,6	0,3	51,3	0,3	46,4
ROJI	0,1	0,3	1,5	0,3	52,6	0,3	39,9
ROSA	0,0	0,2	2,7	0,2	37,4	0,2	34,4
RWSN	0,0	0,1	11,3	0,1	35,7	0,1	29,6
S031	0,0	0,2	21,6	0,2	76,2	0,3	59,9
S061	0,0	0,2	3,3	0,2	9,9	0,2	17,2
SAGA	0,1	0,3	2,6	0,3	10,9	0,4	31,8
SALC	0,0	0,2	2,7	0,2	99,6	0,2	34,8
SALU	0,1	0,3	2,3	0,3	25,3	0,3	62,5
SALV	0,0	0,2	2,9	0,2	99,0	0,2	36,9
SANP	0,0	0,2	53,2	0,2	54,3	0,2	35,3
SANT	0,0	0,2	42,2	0,2	59,8	0,2	32,7
SAVO	0,0	0,2	2,9	0,2	107,8	0,2	37,1
SBAL	0,1	0,3	9,3	0,3	195,0	0,3	100,3
SCCH	0,0	0,2	6,1	0,2	35,1	0,2	23,6
SCLA	0,0	0,2	5,6	0,2	37,7	0,2	18,9
SCR1	0,0	0,2	1,9	0,2	167,6	0,2	36,0
SINC	0,0	0,2	8,7	0,2	8,0	0,2	38,4
SJRP	0,0	0,2	2,2	0,2	29,1	0,3	36,5
SJUA	0,0	0,1	2,4	0,1	35,8	0,2	38,9
SL01	0,0	0,2	20,3	0,2	106,4	0,2	48,8
SMAR	0,0	0,2	10,2	0,2	57,3	0,3	27,5

Continua na próxima página

TABELA 22 – continuou da página anterior

Estação	$\sigma_{\dot{N}}(mm/a)$	$\sigma_{R_1}$ (mm)	$\sigma_{\varphi_1}$ (graus)	$\sigma_{R_2}$ (mm)	$\sigma_{\varphi_2}$ (graus)	$\sigma_{R_3}$ (mm)	$\sigma_{\varphi_3}$ (graus)
SPAR	0,0	0,2	2,2	0,2	29,8	0,2	35,1
SPBO	0,0	0,2	2,5	0,2	28,3	0,2	26,2
SPCA	0,0	0,2	2,5	0,2	27,9	0,2	26,8
SPJA	0,0	0,2	2,3	0,2	28,4	0,2	34,1
SRGD	0,0	0,1	2,6	0,1	63,7	0,1	30,3
SRNW	0,1	0,3	3,2	0,3	20,9	0,3	22,1
SRSA	0,0	0,2	2,7	0,2	109,2	0,2	35,7
SRZN	0,1	0,3	2,7	0,3	24,8	0,3	21,9
SSA1	0,0	0,2	2,9	0,2	121,0	0,2	39,4
SUAR	0,0	0,2	54,3	0,2	64,1	0,2	66,2
SVIC	0,0	0,2	5,8	0,2	35,3	0,3	27,5
TERO	0,0	0,2	5,0	0,2	190,8	0,2	67,2
TIL2	0,0	0,2	2,6	0,2	117,1	0,2	35,5
TMCO	0,0	0,2	7,8	0,2	33,5	0,2	64,9
TOGU	0,1	0,3	1,7	0,3	160,9	0,3	140,4
TOLO	0,0	0,2	8,0	0,2	65,1	0,2	28,1
TOPL	0,1	0,3	1,8	0,3	74,8	0,3	160,7
TQPL	0,0	0,2	2,0	0,2	122,1	0,2	61,5
TRGN	0,0	0,2	8,2	0,2	33,6	0,2	65,8
TRNC	0,0	0,2	3,7	0,2	130,3	0,2	45,7
TRTA	0,0	0,2	2,0	0,2	127,0	0,2	65,8
TUCU	0,0	0,2	4,0	0,2	137,5	0,2	49,5

Continua na próxima página

TABELA 22 – continuou da página anterior

Estação	$\sigma_{\dot{N}}(mm/a)$	$\sigma_{R_1}$ (mm)	$\sigma_{\varphi_1}$ (graus)	$\sigma_{R_2}$ (mm)	$\sigma_{\varphi_2}$ (graus)	$\sigma_{R_3}$ (mm)	$\sigma_{\varphi_3}$ (graus)
TUNA	0,0	0,2	4,6	0,2	7,6	0,2	29,0
UBA1	0,0	0,2	2,6	0,2	29,8	0,2	29,4
UBER	0,1	0,3	2,1	0,3	34,6	0,3	51,8
UCNF	0,0	0,1	3,0	0,1	52,4	0,1	25,7
UCOR	0,0	0,2	10,0	0,2	192,4	0,2	82,6
UDEC	0,0	0,2	9,6	0,2	37,2	0,2	57,7
UEPP	0,0	0,2	2,4	0,2	33,0	0,2	33,2
UFPR	0,0	0,2	3,3	0,2	35,2	0,2	19,6
UNPA	0,0	0,1	6,7	0,1	26,9	0,1	84,1
UNRO	0,1	0,3	14,9	0,3	118,3	0,3	92,8
UNSA	0,0	0,2	2,9	0,2	118,4	0,2	37,9
UNSJ	0,0	0,2	12,3	0,2	80,4	0,2	32,8
URUS	0,0	0,2	1,9	0,2	98,7	0,2	55,9
UTAR	0,0	0,2	2,1	0,2	107,6	0,2	57,5
UTUR	0,0	0,1	2,3	0,1	90,7	0,2	35,8
UYLP	0,0	0,2	20,4	0,2	143,2	0,2	35,6
UYPA	0,1	0,3	14,6	0,3	123,5	0,3	65,9
UYRO	0,0	0,2	18,1	0,2	151,0	0,2	35,2
UYSO	0,1	0,3	16,8	0,3	102,6	0,3	63,7
VAL2	0,0	0,2	8,1	0,2	9,2	0,2	38,0
VALP	0,0	0,2	53,3	0,2	51,2	0,2	34,6
VARG	0,0	0,2	2,6	0,2	30,4	0,2	39,6

Continua na próxima página

**TABELA 22 – continuou da página anterior**

<b>Estação</b>	$\sigma_{\dot{N}}(mm/a)$	$\sigma_{R_1}$ (mm)	$\sigma_{\varphi_1}$ (graus)	$\sigma_{R_2}$ (mm)	$\sigma_{\varphi_2}$ (graus)	$\sigma_{R_3}$ (mm)	$\sigma_{\varphi_3}$ (graus)
VBCA	0,0	0,2	39,5	0,2	60,4	0,2	58,6
VICO	0,0	0,2	2,9	0,2	38,8	0,2	67,1
VIVI	0,0	0,2	4,0	0,2	7,4	0,2	24,4
VLZL	0,0	0,1	2,8	0,1	56,8	0,1	27,6
VMAG	0,0	0,2	8,4	0,2	8,2	0,2	38,0
YCBA	0,0	0,2	2,3	0,2	123,4	0,2	34,0
ZAPA	0,0	0,2	29,0	0,2	56,1	0,2	31,9
ZARZ	0,0	0,2	5,0	0,2	7,4	0,2	17,6